

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Л. П. СВИРИДЕНКО · К. И. ХЕЙСКАНЕН

**ТРЕНДЫ  
ГРАНИТОИДОВ  
КАРЕЛИИ**

**А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р**  
**КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ**  
**Институт геологии**

---

**Труды**

**Выпуск 30**

**Л. П. СВИРИДЕНКО**

**К. И. ХЕЙСКАНЕН**

# **ТРЕНДЫ ГРАНИТОИДОВ КАРЕЛИИ**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»**  
**Ленинградское отделение**  
**ЛЕНИНГРАД 1976**



Тренды гранитоидов Карелии. Свириденко Л.П., Хейсканен К.И. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1976, с. 1-139.

Последовательный анализ этапов развития докембрия Карелии и закономерностей осадконакопления и вулканизма с позиций геолого-генетических моделей гранитообразования при широком использовании методов математической геологии, в частности тренд-анализа, позволил выявить ряд закономерностей в формировании земной коры. Тренды по древнейшим гранитоидам дают информацию о характере заложения первичных континентальных ядер. Особенности генезиса и состава протерозойских гранитоидов обнаруживают тесную связь с эволюцией тектоники, седиментации и вулканизма в соответствующие периоды развития региона. Рис. - 31, табл. - 9, библи. - 158 назв.

Ответственный редактор чл.-корр. АН СССР К.О. Кратц

С 20805-600 Б36-7-76  
055(02)-76

© Издательство „Наука“

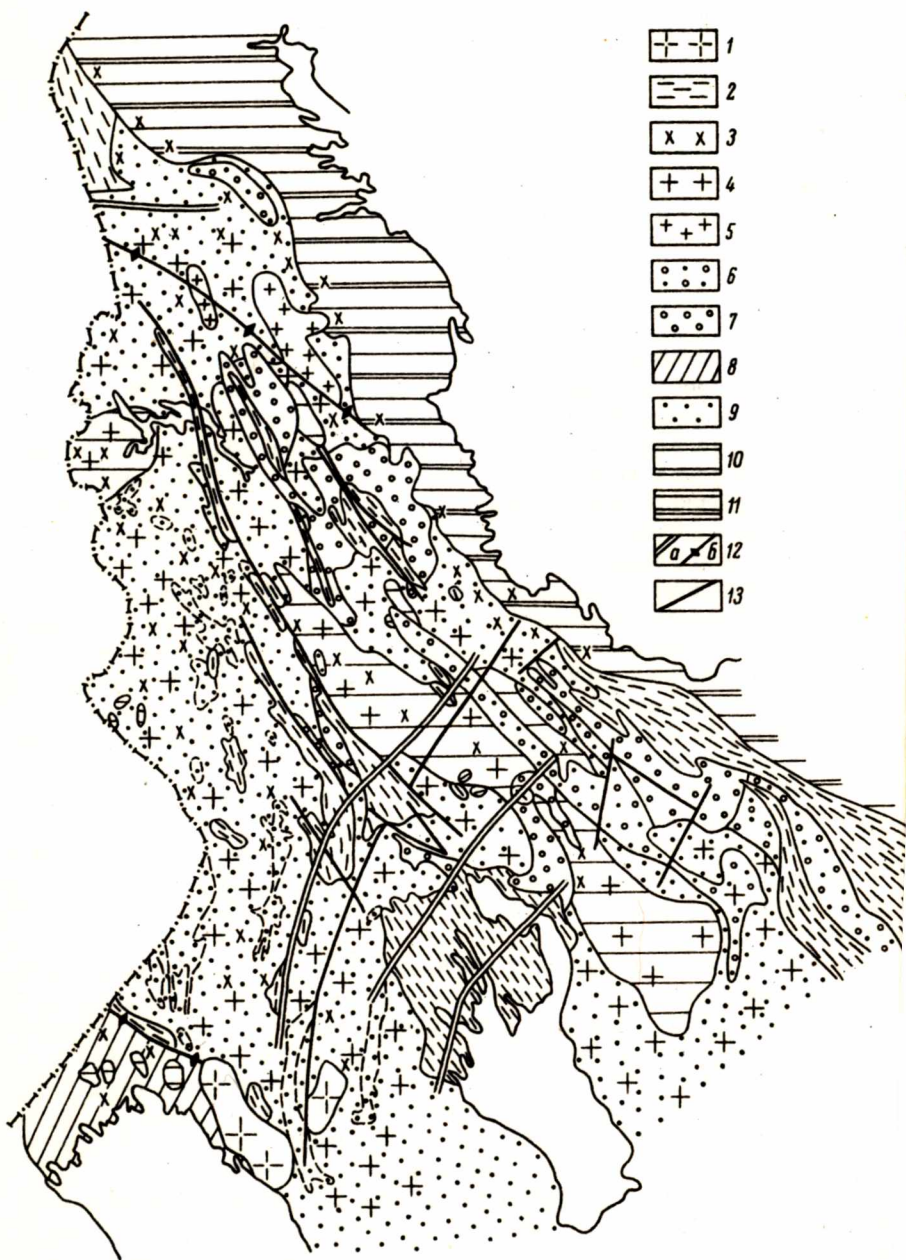


## ВВЕДЕНИЕ

Слово „тренд“ означает любые систематические изменения признака в пространстве или времени (Vistelius, 1961). Изучение систематической изменчивости имеет большое значение для интерпретации геологической истории образования пород и восстановления условий их формирования, поэтому геологи всюду настойчиво ищут проявления закономерных изменений. Собственно в этом и заключается, по-видимому, сущность геологического исследования.

В последние десятилетия по мере увеличения роли числа и меры в геологии в некоторых ее областях появилась возможность прямого выделения систематической компоненты тем или иным методическим приемом (Vistelius, 1966), в связи с чем созданы предпосылки для превращения петрографических и геохимических исследований гранитоидов из качественных в количественные. Это позволяет существенно расширить набор применяемых методов, не ограничиваясь построением традиционных диаграмм, как это обычно делалось. Совершенно справедливо отмечено Уиттеном (Whitten, 1963), что, несмотря на большую роль картирования в геологии, часто на геологических картах не фиксируются даже простые изменения внутри гранитных тел.

Широкое проникновение тренд-анализа в геохимические исследования гранитоидов связано с именем Уиттена (Whitten, 1961, 1962, 1963 и др.). В Советском Союзе крупные региональные работы по изучению закономерностей пространственного распределения породообразующих окислов гранитоидов были выполнены для Северо-Востока Азии, примыкающей части Тихого океана (Вистелиус и др., 1969) и восточной части Балтийского щита (Кратц и др., 1970). Необходимость применения тренд-анализа для геохимических исследований гранитоидов в настоящее время не вызывает сомнения, но информативность его во многом зависит от корректности геологической постановки задачи, решаемой с помощью данного метода.





В настоящей работе предпринята попытка изучения пространственного распределения химического состава гранитоидов Карелии (содержание породообразующих окислов, отдельные коэффициенты и нормативные минералы), их плотности и показателей относительной щелочности и общей основности  $\Delta Z'_{298}$  и  $\Delta Z''_{298}$  (Маракушев, 1973). Изучались тренды главных гранитоидных формаций восточной части Балтийского щита (Батиева и др., 1975) от архея до среднего протерозоя, относящиеся к догеосинклинальному, протогеосинклинальному и платформенному периодам тектонического развития. Разновозрастные гранитоиды различаются по генезису, поэтому тренд-анализ гранитоидов каждой формации имел свое особое назначение. Наиболее ранние архейские плагиогранитоиды слагают большую часть объема первичной континентальной земной коры. Изучение пространственного распределения химического состава дает информацию о степени их пространственной однородности и о главных тенденциях распределения состава и свойств, что позволяет судить о характере первичной земной коры. Никакой другой метод не применим для этой цели, поскольку в современном эрозионном срезе архейские образования представлены разрозненными блоками и куполами (рис. 1). Гранитоиды раннего нижнего протерозоя (ребольские), формирующиеся в период общей инверсии нижнепротерозойской эвгеосинклинали, являются ультраметаморфическими образованиями. Изучение их химизма и сопоставление средних химических составов гранитоидов с вулканогенно-осадочными образованиями лопия, по которым они развиваются, дало возможность предположить (Кратц и др., 1970; Свириден-

---

Рис. 1. Схема размещения гранитоидной формации Карелии.

Средний протерозой: 1 - граниты рапакиви; 2 - платформенные вулканогенно-осадочные образования. Нижний протерозой: 3 - поздне нижнепротерозойские (селецкие) мигматиты и мигматит-граниты; 4 - ранне нижнепротерозойские (ребольские) мигматиты и мигматит-граниты; 5 - интрузивные чарнокиты; 6 - нерасчлененные вулканогенно-осадочные образования сумия и лопия; 7 - орогенные вулканогенно-осадочные образования (верхний сумий); 8 - орогенные флишевые и вулканогенно-осадочные образования (лопий). Архей: 10 - чарнокиты, плагиогранитоиды и плагиогранито-гнейсы фундамента ранних карелид; 11 - комплекс беломорид. 12 - долгоживущие разломы (а - контролирующие форму и размеры бассейнов седиментации и вулканических зон; б - орогенного этапа развития); 13 - разломы, определяющие границы среднепротерозойских зон при их заложении.



ко, 1974), что ребольские граниты в большой мере наследуют состав субстрата. Главной задачей тренд-анализа ребольских гранитоидов является проверка данной гипотезы, которая осуществляется путем сравнения трендов состава гранитоидов со схемами, иллюстрирующими закономерности распределения вулканогенно-осадочных пород. Гранитоиды позднего нижнего протерозоя (селецкие) имеют смешанный генезис – магматический и инъекционно-метасоматический. Развитие их относится к периоду стабилизации в Южной Карелии и к периоду активизации ранее стабилизированных площадей на остальной территории Карелии. От предшествующих формаций гранитоидов селецкие гранитоиды отличаются качественно, так как они представлены гранитами нормального ряда в отличие от существенно плагиоклазовых гранитоидов архея и раннего протерозоя. Сопоставление пространственных закономерностей распределения химического состава и свойств гранитоидов разновозрастных формаций дает возможность проследить их эволюцию, а следовательно, и общую направленность эволюции земной коры. Тренды гранитов рапакиви иллюстрируют отличие в пространственном распределении состава гранитов постскладчатых плутонов.

Структура настоящей работы подчинена решению поставленных задач. Здесь характеризуются этапы развития докембрия, закономерности вулканизма и осадконакопления в геосинклинальный период, приводится модель гранитообразования для каждой эпохи гранитизации. Все эти сведения используются для интерпретации трендов состава и свойств гранитоидов. Полученные выводы легли в основу для суждения об общих закономерностях формирования континентальной земной коры и ее эволюции.

Главы 3 и 4 написаны Л.П. Свириденко. Методическая часть в главе 4 и глава 2 написаны К.И. Хейсканеном, остальные главы – совместно.

Для вычисления трендов использовано около 700 химических анализов гранитоидов и вычисленных по ним показателей относительной щелочности и общей основности и около 1500 определений плотностей. Большая часть анализов взята из материалов исследований Л.П. Свириденко, частично заимствована из литературных источников или любезно предоставлена Л.Л. Гродницким, Н.Ф. Демидовым, Н.Т. Кищенко, М.М. Лавровым, С.Б. Лобач-Жученко, Г.М. Павловым, А.С. Пекки, А.С. Семеновым, А.И. Филимоновым, В.М. Шемякиным, В.В. Шипцовым.

Для того чтобы исключить возможность попадания в выборку гнейсов и слабогранитизированных пород, отбраковывались анализы, в которых содержание  $H_2O^+$  превышало 1.5%. В результате среднее содержание темноцветного индекса при низком значении стандартного отклонения не превышает 6%.

Тренды вычислены с использованием ЭЦВМ „Минск-32“ по программам, составленным Г.Н. Аркановым и Е.М. Романовым. За большой объем вычислительной работы авторы выражают признательность Г.А. Арканову, Е.М. Романову и Л.Д. Никольской.

Авторы считают своим приятным долгом выразить глубокую благодарность А.Б. Вистелиусу и К.О. Кратцу за советы и рекомендации, которые были весьма полезны при выполнении работы, а также В.М. Шемякину и В.Д. Слюсареву за сделанные замечания по рукописи, способствующие ее улучшению.

## ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ДОКЕМБРИЯ

Успехи изучения геологии, литологии, стратиграфии и тектоники докембрийских образований Карелии (Кратц, 1958, 1963; Харитонов, 1966; Чернов, Инина и др., 1970; Соколов, Галдобина и др., 1970; Кратц и др., 1971, и др.) позволяют воссоздать довольно подробную последовательность основных событий в истории становления карельской части Балтийского щита (табл.1) В основе построения такой последовательности лежит принятая в Институте геологии Карельского филиала АН СССР провинциальная стратиграфическая шкала (Кратц, 1958) с некоторыми более поздними дополнениями (Кратц и др., 1971) и изменениями (Соколов и др., 1973) в связи с выделением нового сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса (Соколов, Галдобина и др., 1971), объединяющего ранее разделявшиеся сариолийские и верхнесумийские (тунгудско-надвоицкие) образования. Анализ тектонической обстановки формирования этого комплекса (Этапы тектонического развития..., 1973) приводит к выводу о необходимости разделения орогенного этапа развития Карельской геосинклинальной области на два периода: ранний, соответствующий накоплению флишевых и флишоидных отложений ладожской серии, и поздний, в течение которого формировалась сумийско-сариолийская вулканогенная моласса. При этом к собственно орогенному относится лишь ранний период, тогда как формирование сумийско-сариолийского комплекса относится к периоду доплатформенной активизации (Мазарович, 1972). Указанные периоды разделены заключительными фазами селецкой складчатости, которая охватывает как ладожские толщи, так и нижнепротерозойские образования, консолидированные в ребольский период складчатости. По отношению к последним, следовательно, можно говорить о периоде орогенной активизации, консолидированной Карельской эвгеосинклинали.

Основные характеристики этапов развития докембрия Карелии

Стратиграфия				Ориентировочный абсолютный возраст, млн лет	Этапы тектонического развития	Отложения	Формации гранитоидов	
Протерозой	верхний	гиперборей		1650	Платформенный	собственно платформенный	Терригенные, кора выветривания	Рапакиви
	средний	вепсий				протоплатформенный	Терригенные	
		суйсарий					Шунгито-кремнисто-карбонатно-туфовые	
		ятулий					Карбонатно-терригенные, кора выветривания	
	нижний	сариолий		1800-1900	Орогенный	поздний (доплатформенной активизации)	Вулканогенная моласса	Селецкие мигматит-граниты Интрузивные чарнокиты Ребольские мигматит-граниты
		сумий	верхний			ранний (орогенной активизации)	Флишевые, флишоидные	
			нижний			2700-2800	Протогеосинклинальный	
		лопий						
Архей			3300		Догеосинклинальный	Осадочно-вулканогенные	Плагиогранитоиды	



Поддающаяся анализу история развития докембрия Карелии, рассматриваемая ниже, начинается с догеосинклинального (Шуркин, Митрофанов, 1968) и протогеосинклинального этапов, в течение которых сформировались гнейсовые толщи беломорид, сохранившиеся местами реликты фундамента карелид и осадочно-вулканогенные комплексы лопия (гимольская, парандовская, хаутаваарская и другие серии), явившиеся объектом ребольского периода деформаций. Следующий этап развития, как указано выше, делится на два периода: ранний и поздний. Ранний период включает накопление флишевых толщ ладожской серии и селецкий период складчатости, в которую вовлекались как отложения ладожской серии, так и уже консолидированные вулканогенно-осадочные образования лопия. К позднему периоду относится формирование сумийско-сарниольского вулканогенно-осадочного комплекса. Для тектонического режима позднего периода в отличие от раннего характерны блоковые движения земной коры. С начала эпохи формирования ятулийских кор выветривания на территории Карелии господствует платформенный режим тектоники, отражающийся в специфических особенностях седиментации, магматизма и вулканизма. Некоторые черты магматизма, вулканизма, тектоники и седиментации позволяют при этом начальный период платформенного этапа в силу его особенностей выделять как протоплатформенный, завершающийся накоплением толщ кварцевого состава шокшинской свиты вепся и внедрением гранитов рапакиви.

Среди различных проявлений магматизма, связанных с соответствующими периодами тектонических движений, в докембрии Карелии выделяются четыре главных формационных типа гранитоидов: плагиогранитоиды архея – комплекс фундамента карелид, ребольские и селецкие мигматит-граниты, связанные с завершением соответствующих периодов складчатости, и граниты рапакиви протоплатформенного этапа развития.

### Д о г е о с и н к л и н а л ь н ы й   э т а п

Древнейший этап геологического развития на территории Карелии восстанавливается по двум отличающимся по составу комплексам – фундаменту карелид и беломоридам. Комплекс фундамента карелид наблюдается в виде блоков и куполов среди собственно карельских образований и, участвуя в нижнепротерозойской складчатости, является согласным по отношению к комплексу карелид. Видимое согласие и постепенные переходы обусловлены еще и тем, что породы фундамента, как и собственно карельские образования, в ребольский период складчатости подвергались синтектонической гранитизации, нивелирующей

разновозрастные породы и по составу, и по структуре. Именно этими причинами, по нашему мнению, обусловлено различное представление об объеме и составе комплекса фундамента карелид. Издавна принято было считать, что комплекс фундамента представлен преимущественно гнейсо-гранитами либо гнейсо-диоритами (Стенарь, 1966, 1973). По мнению М.А. Корсаковой (1973), в группе архейских пород фундамента карелид преобладают биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы с редкими прослоями полевошпатовых амфиболитов. Ограниченно развиты пироксеносодержащие и высокоглиноземистые гнейсы.

Сопоставление комплекса фундамента карелид различных районов Карелии свидетельствует о его неоднородности. В Приладожье, Центральной и Восточной Карелии он представлен преимущественно гнейсовидными плагиогранитоидами и плагиогранито-гнейсами. В Западной Карелии в составе комплекса плагиогранито-гнейсов большой объем занимают в различной степени диафторированные двупироксеновые кристаллические сланцы и гиперстен-биотитовые плагиогнейсы (Свириденко, 1974). Продуктами их диафтореза являются амфиболиты, гранатовые амфиболиты, биотитовые плагиогнейсы. В подчиненном количестве в данном комплексе встречаются глиноземистые гнейсы, преимущественно гранат-биотит-силлиманитовые. Мощность их в районе оз. Верхнее Куйто составляет первые десятки метров. Выявленные в составе комплекса ассоциации гранулитовой фации (Свириденко, 1968а; Корсакова, 1969; Синицын, Корсакова, 1971), отсутствующие в карельских образованиях, позволяют надежно выделять комплекс фундамента. Исходя из состава пород комплекса можно предположить, что наибольшим распространением в архее пользовались плагиогранитоиды с подчиненным развитием супракрустальных пород, представленных вулканогенно-осадочными образованиями.

Данный комплекс хорошо коррелируется с комплексом наиболее древних архейских пород, датируемых древнее 3000 млн лет (Кратц, Лобач-Жученко, 1972), к которым относятся породы фундамента киватинской серии Канадского щита, досвазилендские граниты Южной Африки и др. Своеобразие геологической обстановки, связанной с формированием архейского комплекса, представленного преимущественно древнейшими плагиогранитоидами, не осталось без внимания. Рассматриваемый период называют нуклеарным (Батиева и Бельков, 1968), догеосинклинальным (Шуркин, Митрофанов, 1968; Лазько, 1970) или пермобильным (Салоп, 1973), и всеми исследователями признается, что главным содержанием этого древнейшего этапа геологического развития является формирование первичной континентальной коры. К.А. Шуркин и Ф.П. Митрофанов (1968) отмечают следующие геологические особенности догеосинклинальных



областей: фациальная выдержанность на больших площадях достаточно мощных осадочных и вулканогенных толщ, не обнаруживающих перерывов и признаков формирования грубообломочных фаций; устойчивость условий прогрессивного регионального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций на огромных площадях и по всему разрезу; своеобразный характер структурных форм глубинной складчатости и отсутствие крупных разломов и разрывов, синхронных со складкообразованием; относительная незавершенность тектонического цикла и его большая продолжительность.

Оценивая физико-химические условия формирования архейских образований, исследователи предполагают повышенную температуру недр и поверхности (Страхов, 1963; Хлестов, 1970; Салоп, 1973; Соколов и др., 1973, и др.) и высокую подвижность древней земной коры (Ронов и др., 1972; Салоп, 1973, и др.). Выдержанность состава и строения вулканогенно-осадочных толщ на больших расстояниях объясняется единообразием условий седиментации в океане, покрывавшем большую часть планеты („панталласа“; Хаин, 1972). При этом океан предполагается неглубоким, с возможными повышениями дна в виде отмелей и островов.

Архейский комплекс беломорид, подробно изученный в Западном Беломорье (Стенарь, 1973; Володичев, 1974), отличается от комплекса фундамента карелид как по составу, так и по истории и характеру метаморфических процессов. Существуют разногласия о характере строения, об истории метаморфизма и складчатых деформаций беломорского комплекса, но признается геосинклинальное происхождение слагающих его образований (Полканов, 1939; Кратц, 1963; Шуркин, 1968; Стенарь, 1973, и др.).

Изучение последовательности метаморфических процессов позволило О.И. Володичеву (1974) предположительно отнести к комплексу фундамента беломорид породы, метаморфизованные в условиях фации двупироксеновых гнейсов. По его мнению, беломорская подвижная область формировалась в верхнем архее (2,95 млрд лет). Вопрос этот в настоящее время нельзя считать решенным. Он требует дополнительных исследований. Но, исходя из корреляции комплекса фундамента карелид с самыми древними архейскими комплексами других щитов, более молодой возраст основной массы пород беломорского комплекса по сравнению с комплексом фундамента карелид представляется вполне вероятным. В пользу более древнего возраста комплекса фундамента карелид по сравнению с беломорским комплексом свидетельствует анализ данных сейсмического профиля Онежское озеро-Белое море (Анкудинов и др., 1972). По данным указанных авторов, ниже осадочно-вулканогенных образований

нижнего и среднего протерозоя залегает гранито-гнейсовый фундамент карелид и беломорид. Сверху он отделяется от осадочно-эффузивных образований структуры Ветреного Пояса четко выделяемой почти горизонтально залегающей границей (Анкудинов и др., 1972, рис. 2). Нижней границей гранито-гнейсового фундамента является сейсмическая граница, прослеженная на протяжении более 80 км и полого погружающаяся в сторону Белого моря до глубины около 10 км. Между поверхностью Конрада, залегающей на глубине 15-20 км и пологопадающей в сторону Белого моря, и вышеупомянутой границей расположен слой, интерпретируемый С.А. Анкудиновым с соавторами (1972) как древнейшие образования архейского основания. Таким образом, между нижней границей осадочно-вулканогенных пород нижнего протерозоя и границей Конрада залегает гранито-гнейсовый комплекс с четким двучленным строением. Проводимые нами в этом районе исследования позволяют нам иначе интерпретировать выделяемые по сейсмическим данным слои. Верхний из них представляет собой комплекс мигматизированных и гранитизированных осадочно-вулканогенных образований лопия, а нижний — комплекс фундамента карелид.

Согласно данным сейсмического профиля, Беломорский блок надвинут на комплекс мигматизированных и гранитизированных осадочно-вулканогенных образований лопия. Комплекс фундамента карелид, полого погружаясь в сторону Белого моря, по всей вероятности, также является фундаментом для беломорид. От более молодых образований лопия беломорский комплекс отличается типом метаморфизма и характером складчатых деформаций (Володичев, 1974).

В последнее время в Центральной Карелии выделяется новый архейский комплекс (Лобач-Жученко, и др., 1974), в составе которого существенная роль принадлежит слабометаморфизованным вулканитам основного состава. Последовательность геологических событий при его формировании представляется следующей (Лобач-Жученко и др., 1974, с. 20). Наиболее ранним является формирование олигоклазовых гнейсо-гранитов и амфиболовых гнейсов, служащих фундаментом. Затем произошло излияние вулканитов основного состава, представленных слоистыми и однородными амфиболовыми сланцами (сунская толща). После метаморфизма (не выше амфиболитовой фации) и двух этапов деформаций наступила стабилизация. Отнесение сунской толщи к архею основывается на прорывании ее в период выделяемой С.Б. Лобач-Жученко с соавторами (1974) саамской эпохи тектоно-плутонической активизации жилами плагиомикроклиновых гранитов, возраст которых оценивается в 2600-2760 млн лет.



Выделение данного комплекса обосновывается преимущественно датировками абсолютного возраста жильного материала гранитов без соответствующих датировок толщи вулканитов. В то же время имеются основания предполагать, что из-за сложности геохимии изотопов Rb и Sr (Герлинг и др., 1972) определение возраста данных гранитов может быть неточным. Кроме того, непосредственное изучение геологического строения побережья р. Суны и оз. Сухого показывает, что сунская толща основных эффузивов вероятнее всего является нижней частью разреза гимольско-парандовских образований, развитых севернее дер. Койкары. Поэтому выделение здесь нового архейского комплекса Центральной Карелии не может считаться достаточно обоснованным и требует дополнительных исследований как геологических, так и геохимических.

Подытоживая краткую характеристику архейского этапа геологического развития, следует подчеркнуть, что главным в этом этапе было формирование первичной континентальной земной коры, происходившее в догеосинклинальной обстановке и связанное с формированием плагиогранитоидов. Формирование беломорид представляет собой особый этап развития, определяемый К.А. Шуркиным (1968) как протгеосинклинальный.

### Протгеосинклинальный этап

Протгеосинклинальный этап характеризуется разнообразными отложениями лопия, которые на большей части территории слагают второй структурный ярус (Чернов, Стенарь, 1960; Кратц, 1963; Чернов, 1964). Первый, нижний, структурный ярус представляет собой комплекс фундамента карелид (Свириденко, 1968а; Корсакова, 1969; Сеницын, Корсакова, 1971). Третий структурный ярус представлен почти исключительно образованиями ладожской серии, развитой на юго-западе Карелии. Порода сумийско-сариольского вулканогенно-осадочного комплекса слагают четвертый ярус, а ятулийские и все более молодые толщи — платформенный чехол. Существование комплексов, слагающих названные структурные единицы, признается всеми исследователями, изучающими докембрий восточной части Балтийского щита, однако их соотношения и границы остаются объектом постоянных дискуссий.

Большие площади региональной мигматизации и гранитизации, разделяющие сравнительно узкие и протяженные участки, сложенные вулканогенно-осадочными образованиями лопия, первоначально интерпретировались как области развития комплекса фундамента карелид. Дальнейшее изучение показало, что супракрустальные толщи гимольской, парандовской и других серий

лопия пользуются значительно более широким распространением (Кратц и др., 1969; Демидов и др., 1971; Корсакова, 1973; Свириденко, 1974). Одновременно было установлено, что в ряде пунктов обнажаются достоверные породы фундамента, слагающие отдельные блоки и купола среди более молодых образований (Свириденко, 1968а, 1974; Корсакова, 1969; Синицын, Корсакова, 1971). Породы комплекса фундамента претерпели существенную структурную перестройку и согласованы с нижнепротерозойскими толщами. Обычно они контактируют с гранитизированными аналогами последних без видимого несогласия. Публиковавшиеся ранее сообщения о находках базальных образований нижнего протерозоя впоследствии не подтвердились. Несколько большая стабильность представлений о базальном характере конгломератов, развитых в районе пос. Суккозеро (Чернов, Стенарь, 1960; Чернов, 1964; Чернов и др., 1966), уже критиковавшихся (Харитонов и др., 1964), имеет мало шансов оставаться в прежнем виде. По материалам Л.Ф. Бондаря, изучавшего конгломераты в 1972 г., наиболее вероятно, что эти конгломераты не являются ни базальными для гимольской серии, ни сариолийскими, так как севернее пос. Суккозеро они, по-видимому, несогласно залегают на железорудной толще, а на юго-западном побережье оз. Вотто-Мукс резко несогласно перекрываются сариолийскими образованиями. В последнем случае рассматриваемые конгломераты прорваны многочисленными жилами плагиомикроклиновых гранитов, тогда как в их обломочном материале не наблюдаются микроклинсодержащие гранитоиды, обычные для сариолийских обломочных образований.

Таким образом, к настоящему моменту базальные образования нижнего протерозоя в Карелии неизвестны, и для всей ее территории вполне справедливо заключение В.И. Робонена и В.И. Коросова (1966, с. 166), сделанное для района Костомукши, что граница архея и протерозоя „тонет в поле гнейсов, гранито-гнейсов и мигматитов. ...Следует предположить, что она должна находиться ниже гнейсов и гранито-гнейсов „архея“, которые необходимо также отнести в протерозойскую группу“. Справедливость высказанного заключения подтверждена результатами работ последних лет. В частности, отмечавшиеся Н.А. Островской в районе оз. Нюк образования, аналогичные породам гимольской серии (Кратц, 1963, с. 42), после детального изучения (Демидов и др., 1971) были отнесены к нижнему протерозою. Здесь снизу вверх в разрезе выделяются пять согласно залегающих толщ: гнейсо-гранодиоритов (не менее 500 м); мигматизированных биотитовых гнейсов с прослоями глиноземистых гнейсов, амфиболитов и гранатитов (до 800-900 м); глиноземистых пород с прослоями амфиболитов, гранатитов и железистых кварцитов (до 500 м); биотит-амфиоло-



вых гнейсов (до 300 м); лептитовидных пород (не более 700 м).

Аналогичные реликты супракрусталльных толщ нижнего протерозоя в областях гранитизации обычно относятся к низам разреза гимольской серии (Западная Карелия; Кратц, 1963; Чернов, 1964) или к тикшозерской серии (Корсакова, 1969, 1973). Легко, однако, заметить, что приведенный выше разрез совпадает с разрезом гимольской серии в районе оз. Большозеро (Стенарь, 1966), что дает основание по крайней мере предполагать, что субстратом мигматитов на большей части территории могут быть не только низы, но и вся толща лопийских образований. Отсюда следует, что для объяснения возможных вариаций состава и свойств гранитоидов необходимо изучение состава и особенностей „материнских“ для них пород. Если в отношении комплекса фундамента возможности такого изучения весьма ограничены, то объем сведений по лопийским отложениям вполне позволяет его осуществить. Такому „фациально-го типа“ анализу осадочно-вулканогенных толщ лопия посвящается следующая глава работы, здесь же нас интересуют закономерности геологического развития региона во времени.

К древнейшим образованиям протерозоя, лопию, относятся в целом довольно сходные комплексы пород, известные в различных районах под названиями гимольской, парандовской, хаутаваарской, ялонваарской, тикшозерской, хизоварской, питкярантской, бергаульской, пебозерской, кукасосерской и некоторых других серий (Кратц и др., 1971). В отношении последних четырех имеются и другие толкования. Возраста, однако сходство их разреза с предыдущими не дает достаточных оснований для ревизии всего списка.

В большинстве изученных районов развития пород упомянутых серий, детально изучавшихся многочисленными исследователями (Чернов, Стенарь, 1960, 1961; Стенарь, 1964, 1968; Кратц, 1963; Чернов, 1964; Лазарев, 1966, 1971; Робонен, Коросов, 1966; Чернов и др., 1970; Глебова-Кульбах, 1961; Гилярова, 1948, 1949, 1963, 1966; Харитонов, 1966; Попов, 1967; Хазов, 1966; Пинаева, 1966; Предовский, 1966; Богданов, 1971; Демидов, 1972, и др.), с большей или меньшей степенью отчетливости выделяются две части разреза, отвечающие двум циклам развития. Нижняя часть обычно представлена осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями преимущественно основного состава, среди слабометаморфизованных разностей которых часто наблюдаются шаровые лавы (Робонен и др., 19746). Верхняя часть разреза во многих пунктах выделяется широким развитием кислых эффузивов и также наличием осадочных и вулканогенно-осадочных пород. В строении обеих частей разреза принимают участие образования хемоген-

ного происхождения: кварциты, железистые кварциты, карбонаты. Сами толщи помимо железных руд нередко являются вмещителями колчеданного оруденения первично седиментогенного происхождения (Робонен, 1968; Рыбаков, 1969; Ручкин и др., 1974). Предполагается (Чернов и др., 1970, с. 39), что „палеотектонические и палеогеографические условия в этот период седиментации гимольской серии во всех частях Западно-Карельской структурно-фациальной зоны были сходными и характеризовались обширным внутригеосинклинальным морским бассейном и интенсивной подводной вулканической деятельностью“. Условия формирования синхронных гимольских отложений в других зонах в целом мало отличались от указанных.

Лопийские толщи претерпели воздействие трех фаз раннепротерозойской (ребольской) складчатости (Кратц, 1963; Лазарев, 1971). При этом формирование мигматит-гранитовой формации связано с последней из них. Там, где процессы мигматизации были достаточно интенсивны, отмечается развитие только двух комплексов пород (например, райой оз. Тулос-оз. Лексозеро): комплекс пород среднего состава (гранодиорито-гнейсы, бластокатаклазиты гранодиоритов-кварцевых диоритов) и комплекс пород кислого состава (гранито-гнейсы, бластокатаклазиты гранитов). Среди гранодиорито-гнейсов и гранодиоритов встречаются реликты сланцев и гнейсов основного состава, а среди гранито-гнейсов и гранитов – гнейсы кислого состава. Следовательно, и среди интенсивно переработанных лопийских пород сохраняются признаки двучленного строения разреза, причем состав автохтонных мигматит-гранитов в значительной мере определяется составом исходных метаморфических образований.

По мере затухания складчатых движений и гранитообразования происходит общая консолидация геосинклинали, во время которой в значительной мере были сформированы основные элементы современного структурного плана раннепротерозойских (лопийских) толщ.

### Орогенный этап

Первоначально к сумийским образованиям, соответствующим орогенному этапу, относилось большое количество серий и свит, развитых в различных районах: ладожская, тунгудско-надовояцкая, большезерская и др. (Кратц, 1958; Кратц и др., 1971). По мере накопления геологических фактов стало выясняться, что сумийский отдел не является однородным и в его верхней части обособляется самостоятельная стратиграфическая единица, возможно в ранге отдела, – сумийско-сариолийский вулканоген-



но-осадочный комплекс, который характеризуется специфическими особенностями литологии, вулканизма, магматизма и тектоники (Соколов и др., 1971). Поэтому сумий следует расчленить на две части, где верхней соответствует сумий-сариолийский комплекс, а нижней – ладожская серия и, возможно, некоторые другие образования (Этапы тектонического развития..., 1973).

Непосредственных контактов сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса (верхний сумий) и ладожской серии (нижний сумий) пока в Карелии нигде не наблюдалось.<sup>1</sup> Достаточно серьезным, хотя и косвенным, доказательством более молодого возраста первого является несогласное и трансгрессивное налегание пород комплекса на гранитоиды и мигматиты селецкой мигматит-гранитовой формации и обилие галек плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов этой формации в сариолийских конгломератах (Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии, 1972; Лазарев, 1973). К аналогичному выводу приводит также сравнение особенностей тектоники, метаморфизма, вулканизма, магматизма и седиментации соответствующих периодов геологической истории.

По данным многочисленных исследователей (Вяюрюнен, 1969; Кратц, 1963; Перевозчикова, 1957; Предовский, Петров, 1964; Предовский и др., 1967; Судовиков, 1954; Харитонов, 1966, и др.) и материалам авторов, в районе Северо-Западного Приладожья развиты три комплекса пород. Первый комплекс наблюдается в центральной части куполовидных структур и представлен гранито-гнейсами с реликтами метаморфизованных пород основного состава. Второй комплекс состоит из двух разно возрастных серий: нижней, сортавальской (питкярантской), и верхней, ладожской. Третий комплекс представлен слабометаморфизованными ятулийскими образованиями. В данной работе принято, что возрастные соотношения комплексов соответствуют порядку их перечисления, однако некоторые исследователи (Вяюрюнен, 1959; Харитонов, 1966; Судовиков и др., 1970) считают, что толщи ладожской серии являются среднепротерозойскими и лежат выше ятулийских кварцито-песчаников оз. Малое Янисъярви.

Новейшие материалы позволяют уточнить представления о взаимоотношении комплексов. Во-первых, установление горизонта амфибол-магнетитовых и магнетитовых кварцитов среди ос-

---

<sup>1</sup> Во время геологических экскурсий в Финляндии в районе Алавиеска-Юливиеска-Раутио К.И. Хейсканен наблюдал залегание основных эффузивов, аггломератов и туфов, очень похожих на сумийско-сариолийские, на прорванных микроклиновыми гранитами флишоидных сланцах, сопоставимых с породами ладожской серии.

новых вулканитов сортавальской серии (Чернов и др., 1970) окончательно утверждает ее синхронность с гимольской серией, а следовательно, и принадлежность к лопию. Во-вторых, несогласное налегание пород ладожской серии на сортавальские, отмеченное В.М. Черновым и др. (1972), а также наблюдаемое нами несогласие на о-ве Контиосаари в периоды низкого стояния воды в оз. Малое Янисъярви, наконец, резко несогласное налегание конгломератов мыса Партанен, базальных для ладожской серии, на карбонаты сортавальской серии свидетельствуют о более молодом возрасте отложений ладожской серии (что, в общем, известно было и ранее) и эпохе складчатости (ребольской) и денудации, разделяющей периоды формирования рассматриваемых серий. Следует отметить, что несогласие между сортавальскими и ладожскими толщами, наблюдаемое в районе оз. Малое Янисъярви, в юго-западном направлении сменяется почти согласным облеплением этими толщами гранито-гнейсовых куполов. В-третьих, по данным К.И. Хейсканена, на мысе Коркеаниemi (оз. Малое Янисъярви) ятулийские гравелиты и песчаники резко несогласно залегают на карбонатах и амфиболовых сланцах сортавальской серии. В конгломератах основания ятулийских отложений на северном побережье оз. Малое Янисъярви содержатся гальки микроклиновых гранитов, типичных для мигматит-гранитовой формации селецкого возраста, гранитизирующей ладожские толщи. Разрез ятулийских отложений весьма сходен с тем, который наблюдается в Прионежье и в районе оз. Суоярви, и резко отличается от разреза ладожской серии.

Выводы, следующие из этих данных, однозначны: ятулийские образования не могут быть сопоставлены ни с сортавальской, ни с ладожской сериями, а взаимоотношения с гранитоидами с очевидностью указывают на их более молодой возраст. Сумийско-сариолийские толщи, всюду подстилающие ятулийские, в этом районе достоверно не установлены, однако по соотношению с синтектоническими гранитоидами селецкого периода деформаций, как указывалось выше, должны быть также моложе флишевых и флишoidных отложений ладожской серии.

Мощные ритмично-слоистые терригенные толщи ладожской серии, таким образом, накапливались как продукт разрушения ребольских складчатых сооружений. Непосредственно в районе Северного Приладожья движения ребольского периода деформаций привели лишь к частичной инверсии геосинклинали, создав наблюдаемое местами несогласие сортавальских и ладожских толщ. Последующие, селецкие движения, имевшие сложную и длительную историю, были причиной складчатости, ультраметаморфизма, гранитизации и мигматизации отложений ладожской серии (Кратц, 1963; Лазарев, 1973б; Лобач-Жученко и др., 1974), завершающих ранний период орогенного этапа развития.



В областях ребольской консолидации селецкий период деформаций (Кратц, 1963; Этапы тектонического развития..., 1973; Свириденко, 1974) проявился неравномерно, главным образом в виде генерации зон интенсивной складчатости, разломов, смятия и рассланцевания доселецких образований. Протяженность этих зон исчисляется сотнями километров при ширине в несколько десятков километров. К зонам селецкой складчатости приурочены мигматит-граниты и небольшие трещинные тела гранитов, а также пояса долеритовых даек промежуточного возраста между ребольским и селецким тектогенезом. Разновозрастные мигматит-граниты различаются по окраске кварца и микроклина. Микроклин мигматит-гранитов, связанных с ребольским периодом складчатости, имеет светлую окраску, не отличимую по цвету от плагиоклаза; кварц — водяно-прозрачный. Микроклин мигматит-гранитов селецкого периода имеет ярко-красную окраску, а кварц меняет окраску от дымчатой до почти черной, морионовой. В отдельных пунктах можно наблюдать, как поздний гранит серовато-розового цвета служит жильным материалом агматита, в котором субстрат представлен ребольским мигматитом со светло-серым жильным гранитом.

Самыми поздними образованиями зон селецкой орогенной активизации являются пироксеновые сиениты и альбититы. Они образуют линейные тела, ориентированные в направлении осевых плоскостей складок.

Как уже указывалось, на большей части территории Карелии других, кроме ладожской серии, образований нижнесумийского возраста практически нет. Предположению о нижнесумийском возрасте хирвинаволоксской свиты (Этапы тектонического развития..., 1973) противоречит большое сходство ее разреза с лопийскими толщами других районов. Наиболее вероятным аналогом базальных образований ладожской серии, по-видимому, являются упоминавшиеся выше конгломераты района пос. Сукозеро.

В отличие от орогенной активизации с ее мощными тангенциальными движениями в позднем периоде орогенного этапа доминировали движения радиального направления. При этом смена типа движений, по-видимому, выразилась в некоторой эпохе тектонического покоя, обеспечившей возможность выравнивания территории. Начало радиальных движений знаменуется заложением новых и омоложением ранее существовавших глубинных разломов, расположение которых контролируется крупными сводовыми поднятиями коры и областью сочленения архейского блока беломорид с карелидами (рис. 2). Одновременно с подвижками по расколам на большей части территории начинается вулканическая деятельность. На различных участках в зависимости от их структурного положения формируются сумийско-сарйо-



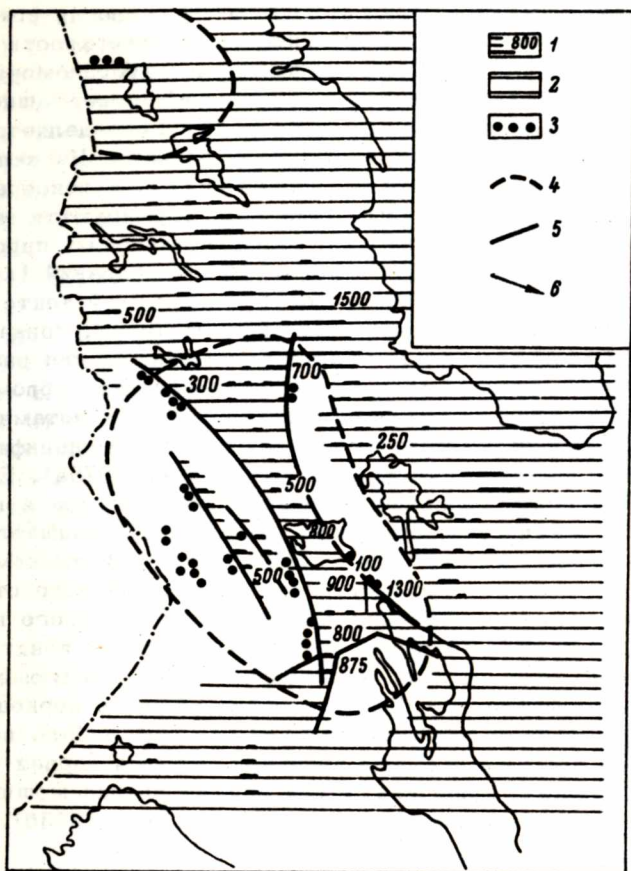


Рис. 2. Фациально-тектоническая схема формирования сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса.

1 - современное распространение и мощность (в м) лавовых образований комплекса; 2 - предполагаемое распространение лавовых образований при формировании комплекса в составе сумсинского и гайкольского типов разреза; 3 - современное и предполагаемое распространение существенно обломочных образований селецкого типа разреза; 4 - контуры сводовых поднятий; 5 - глубинные разломы; 6 - направления переноса обломочного материала.

лийские отложения разного типа (Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии, 1972). В частности, на поверхности поднимающихся блоков основания накапливаются грубообломочные полимиктовые осадки (селецкий тип разреза), содержащие иногда примесь пирокластиков, количество которой определяется расстоянием до ближайшей зоны глубинного разлома. На склонах горстовых поднятий и вблизи их подножий, т.е. в непосредственной близости от зон глубинных разломов, формируются мощные толщи переслаивающихся лавовых, пирокластических, пирокластоосадочных и осадочных грубообломочных образований (кумсинский тип разреза). Вдали от областей контрастной тектоники, в зонах прогибания, накапливаются лавовые толщи, тонкая пирокластика и мелкообломочные осадки (гайкольский тип разреза). В современном эрозионном срезе участки развития обломочных отложений отделены от участков, сложенных вулканитами, узкими синклиналями ятулийских пород, что является спецификой тектонических структур комплекса (Хейсканен, 1973а). Если учесть еще широкое развитие селецкого типа разреза и недостаточную обнаженность, присущую карельскому ландшафту, то становится ясно, почему раньше обломочные породы комплекса выделялись в составе самостоятельного сариолийского отдела.<sup>2</sup>

Все особенности строения сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса полностью отвечают понятию вулканогенной молассы А.А. Богданова (1959), следующей за формированием флиша и субфлиша раннеорогенного периода. Результаты изучения этого комплекса для данной работы важны тем, что для времени его формирования имеется первая для докембрия Карелии более или менее прямая оценка мощности жесткой земной коры — около 20 км (Хейсканен, 1973б).

## П л а т ф о р м е н н ы й   э т а п

Длительная эпоха тектонического покоя, наступившая после формирования сумийско-сариолийских структур, во время которой на большей части территории Карелии впервые в докембрии формируются сиалитные коры выветривания, знаменует собой начало платформенного этапа развития, принесшего кардинальные изменения во все проявления седиментации, магматизма и тектоники. С начала ятулийского времени впервые проявляются:

---

<sup>2</sup> Следует еще отметить, что обломочные образования сариолия весьма похожи на некоторые типы базальных образований ятулия и часто с ними смешивались.

- 1) тектонические движения, присущие молодым платформам;
- 2) исключительно основной и ультраосновной вулканизм;
- 3) накопление „зрелых“ терригенных осадков, связанное с широким развитием процессов выветривания;
- 4) зона гипергенеза становится главным источником осадочного материала;
- 5) кислород атмосферы становится важным геологическим фактором;
- 6) органические остатки приобретают породообразующее значение.

Платформенный этап развития докембрия Карелии довольно детально изучен и подробно охарактеризован в ряде работ (Соколов и др., 1970; Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии, 1972; Соколов, Галдобина, Хейсканен, 1973, и др.), что позволяет ограничиться изложенным, подчеркнув, что кислый магматизм этого этапа проявился в виде платформенной формации гранитов рапакиви в связи с разломами на рубеже протоплатформенного и собственно платформенного периодов, различающихся также особенностями тектонических движений и седиментации.



ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА  
И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Ультраметаморфические гранитоиды ребольского периода деформаций наследуют в своем составе главные особенности химизма исходных пород. В связи с этим прежде чем перейти к анализу, необходимо хотя бы кратко изложить литологию лопийских толщ, являющихся основным объектом мигматизации. К сожалению, детальные работы такого плана из-за недостаточной изученности разреза раннепротерозойских отложений пока не проводились. В значительной мере их постановке препятствовала незавершенность решения ряда дискуссионных моментов стратиграфии протерозоя. Известные к настоящему времени попытки палеофациального анализа лопийского периода или опираются на материалы по отдельным структурно-фациальным зонам (Чернов, Инина, 1967; Чернов, Инина, Горьковец и др., 1970), не используя всей имеющейся информации, или слишком поверхностны (Богданов, 1971). В то же время накопленные многочисленными исследователями материалы по стратиграфии и литологии супракрустальных комплексов Карелии позволяют произвести более детальный анализ условий их формирования. Однако и этот анализ не будет свободен от недостатков, так как для осуществления его в любом виде требуется принятие решений по локальным и региональным вопросам стратиграфии в условиях недостатка информации.

К о р р е л я ц и я    р а з р е з о в ,    л и т о л о г и я

В данной работе для целей палеофациального анализа использовано 19 разрезов различных серий лопия, описание которых удалось найти в различных литературных источниках. Разумеется, в большинстве своем имеющиеся материалы страдают большой схематичностью и по степени детальности весьма далеки от тех, которые используются при реконструкции условий

формирования более молодых комплексов. Однако возможность получения новых сведений о раннепротерозойской истории явно имеется, что должно стимулировать, на наш взгляд, дальнейшие исследования в данной области.

Наиболее изученными разрезами лопийских отложений, безусловно, являются разрезы гимольской серии Западной Карелии, приведенные в работах В.М. Чернова с соавторами (Чернов, Стенарь, 1960, 1961; Чернов, 1964; Чернов и др., 1966; Чернов, Инина, Горьковец и др., 1970). В этих работах разрез гимольской серии расчленяется на четыре единицы: нижнюю толщу, сложенную различными гнейсами, сланцами, туфосланцами и туфобрекчиями в кровле; костомукшскую свиту, состоящую из переслаивающихся пластов железистых кварцитов, графитистых, тальк-хлоритовых, биотитовых и других сланцев; межезерскую свиту плагиопорфиров с небольшим количеством туфогенных сланцев; кадиозерскую свиту, представленную переслаивающимися туфогенными, графитистыми, биотитовыми сланцами и железистыми кварцитами. Указанные толщи и свиты прослежены во всех районах развития пород гимольской серии (костомукшский, большезерский, гимольский, совдозерский, киндасово-маньгинский разрезы), результаты их детального изучения положены в основу формационного и фациального анализов. Степень изученности данных районов достаточно высока, так что имеющиеся по ним разрезы гимольской серии используются ниже почти без изменений, за исключением отдельных моментов, касающихся строения нижней толщи.

1. Основные эффузивы, пользующиеся широким распространением к западу и юго-западу от Костомукшского месторождения, благодаря хорошей сохранности первичных текстур и сравнительно свежего облика ранее определялись как толщи унгудско-надвоицкие или большезерские (Чернов, Стенарь, 1960, 1961). В последние годы группа геологов Института геологии Карельской АССР, возглавляемая В.М. Черновым, и соавторы СЗТГУ изменили представление о структурном положении этих вулканитов. Согласно их данным, все основные вулканиты следует относить к нижней толще.

2. В связи с тем что базальные конгломераты лопия района Костомукшского месторождения оказались будинированными анитными жилами, В.И. Робонен и В.И. Корсов (1966) ставят под сомнение принадлежность конгломератов оз. Суккозеро к гимольской серии, основываясь на их сходстве с сариолийскими. На устном сообщении М.А. Гиляровой о находке в них гальки железистых кварцитов. Аналогичное мнение высказывали М.А. Гилярова (1962), Л.Я. Харитонов (1963) и В.И. Робонен (1974). Проверка этих положений показала, что суккозерские полимиктовые конгломераты занимают в разрезе положение, промежу-



точное между породами гимольской серии и сумийско-сариолийского комплекса. В связи с этим для данных конгломератов предполагается нижнесумийский возраст. Поскольку рассматриваемые полимиктовые конгломераты ставились в основание разреза гимольской серии вместе с горизонтами туфосланцев и туфобрекчий, частью несомненно гимольских, с которыми они, вероятно, смешивались, то после изъятия их оттуда появляется некоторая неопределенность в строении этой части отложений. Видимо, следует предполагать, что отмеченные здесь амфиболовые и биотит-амфиболовые сланцы суккозерской свиты, являющиеся аналогами основных вулканитов нижней толщи Костомукши, имеют значительно большую мощность.

С учетом указанных изменений построены обобщенные колонки, иллюстрирующие строение гимольской серии по костомукшскому, большезерскому, гимольскому, совдозерскому и маньгино-киндасовскому разрезам (рис. 3).

В районе озер Ниваярви и Соваярви, по данным К.О. Кратца (1963), лопийские образования представлены кварцито-амфиболито-сланцевой и карбонатно-сланцевой толщами. Первая из них, более древняя, представлена преимущественно амфиболитами с прослоями аркозовых, кварцитовых, кварцево-серицитовых сланцев и единичных маломощных горизонтов гранат-биотит-амфиболовых сланцев и доломитов. Мощность этой толщи в районе оз. Ниваярви составляет 1600 м, южнее она возрастает до 2000-2500 м.

Карбонатно-сланцевая толща района оз. Соваярви в основании сложена биотит-кварцевыми, кварцево-биотитовыми и кварцево-биотит-карбонатными сланцами, сменяющимися выше доломитами, затем известняками с прослоями биотит-хлоритовых и биотит-хлорит-карбонатных сланцев. В кровле толщи залегают филлиты с тонкими прослоями графитистых сланцев.

Приведенные материалы были положены в основу построения колонки для данного района (рис. 4, I). В районе оз. Панаярви существенно карбонатные отложения, которые можно сопоставлять с верхней частью рассматриваемого разреза, содержат горизонты мергелистых сланцев и доломитов с прослоями, обогащенными гематитом.

Разрезы района озер Кукаозеро и Тикшозеро приводятся по данным Н.Ф. Демидова (1960, 1972) и К.О. Кратца (Демидов, Кратц, 1974), подробно изложенным в указанной литературе. В последние годы наблюдается тенденция к пересмотру возрастных границ и структурных взаимоотношений комплексов в данном районе (Московченко, Турченко, 1971; Московченко, 1973). Следует отметить, что излишний упор на литологические особенности и петрографию образований может привести к ошибочным заключениям (такие примеры имеются в карельской



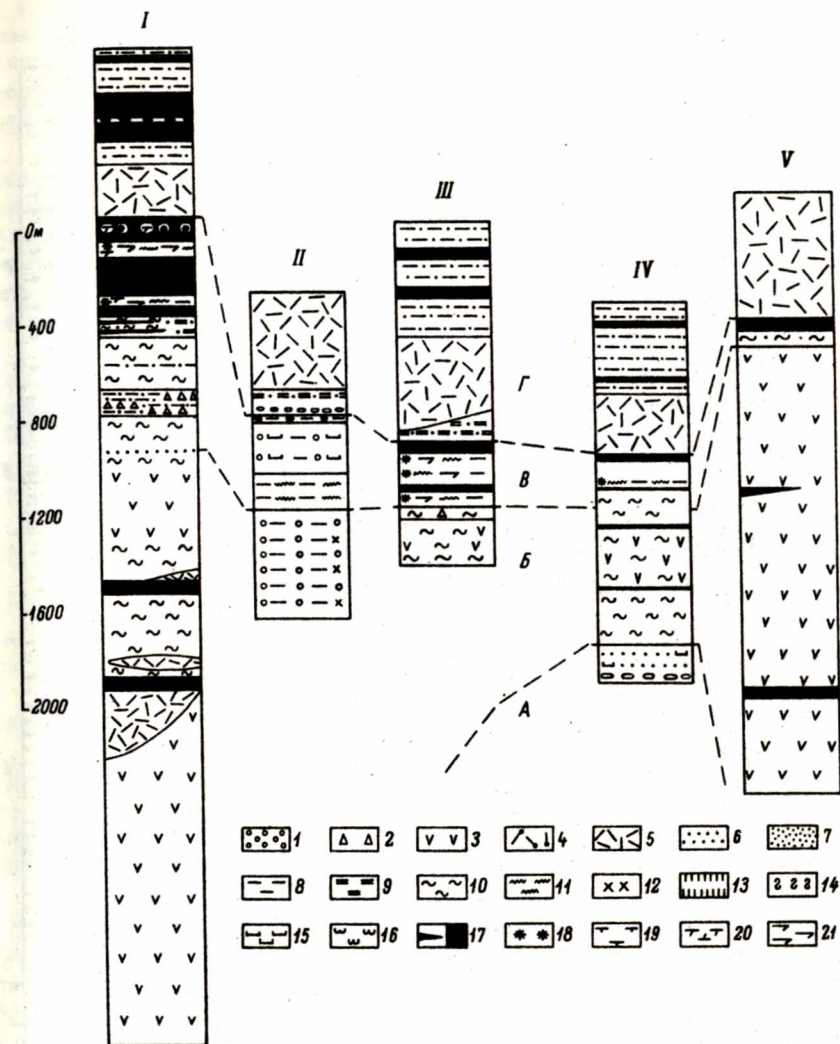


Рис. 3. Разрезы гимольской серии в районах Костомукшского месторождения (I), оз. Большозеро (II), сел. Суккозеро (III), дер. Совдозеро (IV), дер. Маньга (V).

Условные обозначения даны к рис. 3, 4, 5, 6, 7.

А - базальная, Б - нижняя, В - средняя и Г - верхняя толщи. 1 - гравелиты, конгломераты; 2 - брекчии; 3 - вулканы основного состава; 4 - вулканы среднего состава; 5 - вулканы кислого состава. Минералы метаморфических пород: 6 - кварц; 7 - кварц хемогенного происхождения; 8 - биотит; 9 - серицит, мусковит; 10 - амфибол; 11 - хлорит; 12 - ставролит; 13 - кианит; 14 - гранат; 15 - плагиоклаз; 16 - эпидот; 17 - магнетит, гематит; 18 - графит; 19 - кальцит; 20 - доломит; 21 - тальк.

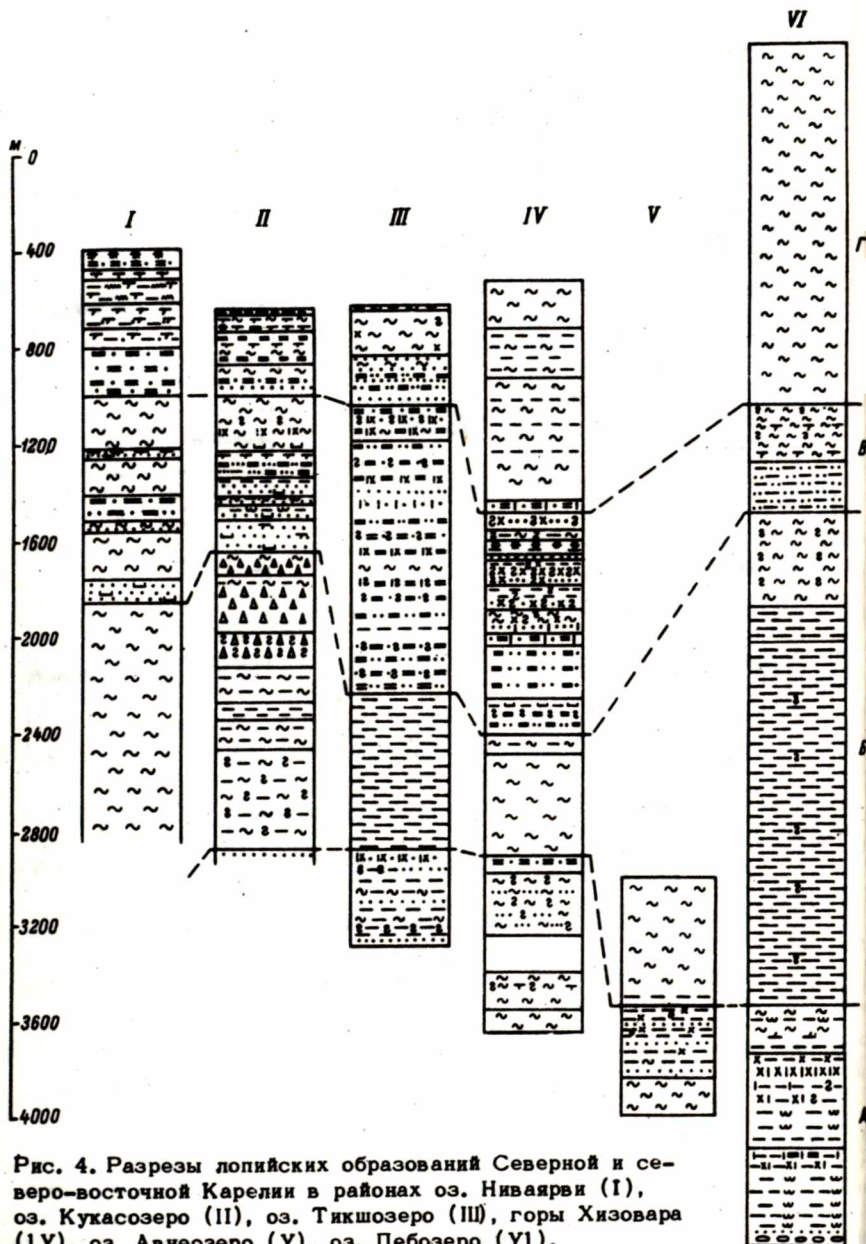


Рис. 4. Разрезы лопийских образований Северной и северо-восточной Карелии в районах оз. Ниваярви (I), оз. Кукаозеро (II), оз. Тикшозеро (III), горы Хизовара (IV), оз. Авнеозеро (V), оз. Пибозеро (VI).

Условные обозначения см. на рис. 3.

стратиграфии). Структурные взаимоотношения комплексов даже в случае корректного их применения также не являются решающими в вопросах расчленения лопийских толщ, внутренняя стратиграфия которых пока еще далека от совершенства. Некоторые соображения по этому поводу будут изложены ниже при обсуждении корреляции разрезов.

В целом можно сказать, что весь разрез района оз. Кука-созеро (рис. 4, II) очень хорошо сопоставляется с соседними разрезами районов озер Ниваярви-Соваярви, Тикшозеро и свиты Хизовара. Он вполне сопоставим и со всеми остальными разрезами лопия, что не дает возможности ставить под сомнение его лопийский возраст. То же самое относится к разрезу района оз. Тикшозеро (рис. 4, III).

В северной части водораздела озер Топозеро и Верхнее Керетское широко развиты сланцевые и гнейсовые толщи так называемой свиты Хизовара, изучавшиеся Н.А. Волоотовской в 1945-1948 гг. и О.В. Горбачевым и О.М. Розеном в 1968 г. По данным этих исследователей, разрез свиты снизу вверх представлен (рис. 4, IV) следующими породами.

1. Огнейсованные и тонкослоистые амфиболиты, нередко с гранатом, изредка содержащие карбонат. Мощность около 600 м.

2. Амфибол-гранатовые гнейсы с прослоями кварцитов, амфиболовых гранатитов и гранатовых амфиболитов, переходящие выше в мусковитовые сланцы с прослоями двуслюдяных. Мощность 380 м.

3. Амфиболовые гнейсы, сменяющиеся в кровле биотит-амфиболовыми гнейсами. Мощность 500 м.

4. Мусковитовые кварциты и мусковито-кварцевые сланцы, иногда содержащие гранат, кианит и ставролит, с прослоями двуслюдяных сланцев, биотит-плагиоклазовых гнейсов, амфиболитов, амфибол-ставролит-гранатовых сланцев и гранатитов. Мощность около 600 м.

5. Пачка переслаивания разнообразных биотитовых сланцев с амфиболом и кварцем, содержащих ставролит, гранат, кианит, мусковит и др. Наблюдались пласты биотит-гранат-ставролитовых сланцев, содержащих прослой мусковитовых и графитистых сланцев. Мощность около 500 м.

6. Амфиболиты с прослоями биотитовых гнейсов, биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и снова амфиболиты. Общая мощность около 800 м.

Разрез лопийских образований в районе оз. Авнеозеро (рис. 4, V) заимствован у Л.Я. Харитоновой (1966). Других описаний или толкований строения разреза неизвестно, поэтому принятый вариант является единственным.

По району оз. Пибозеро за основу принят разрез в составе трех толщ (Богданов, 1971): биотитовых и высоко-



глиноземистых гнейсов; тонкослоистых биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов и сланцев; переслаивающихся орто- и пара-амфиболитов. Следует отметить, что В.И. Робонен и его коллеги (1974), по-своему интерпретируя геологическое строение района оз. Пибозеро, фактически приходят к отрицанию наличия здесь лопийских отложений так называемой пибозерской серии. По их мнению, здесь на беломоридах непосредственно лежат образования сумийско-сариолийского комплекса, хотя его название в цитируемой работе не фигурирует. Приходится констатировать, что, хотя разрез Ю.Б. Богданова (рис. 4, VI) вполне сопоставим с отложениями лопия в других районах и поэтому используется ниже, геология района оз. Пибозеро требует дополнительного уточнения и детализации с привлечением структурных наблюдений.

Район д. Парандово-пос. Надвоицы изучался с различными целями многими геологами. Разрез парандовской серии, представляющий здесь лопий (рис. 5, I), составлен по материалам бурового профиля с учетом результатов исследований, в основном М.А. Гиляровой (1963). В основании парандовской серии выделяется толща метаморфизованных диабазов и зеленых сланцев мощностью до 800-900 м. Верхняя часть серии сложена амфиболитами с горизонтами вулканогенно-осадочных образований, среди которых выделяются разнообразные, в том числе графитистые, сланцы обломочные и хемогенные кварциты. Здесь же встречены линзовидные тела альбитофиров. Мощность этой части разреза достигает 500 м. Литология, петрография и геохимия указанных образований рассматривалась также Н.И. Пинаевой (1966) и Г.В. Ручкиным, В.Д. Конкиным, Н.Е. Сергеевой (1974).

Разрез района оз. Гормозеро и рудника Бергаул (рис. 5, II) составлен по данным картирования и бурения СЗТГУ с учетом работ Г.О. Глебовой-Кульбах, Н.И. Пинаевой (1961) и Л.Я. Харитоновой (1966). Хотя особых дискуссий по строению района не было, разрез его довольно слабо известен, поэтому приводится ниже.

На западном побережье оз. Гормозеро в разрезе бергаульской серии снизу вверх выделяются:

1. Амфиболиты, амфиболовые, амфибол-биотит-хлоритовые сланцы, диабазы, мандельштейны. Максимальная видимая мощность 1100 м.
2. Слюдистые кварциты и кварцево-слюдяные сланцы, иногда графитизированные. Мощность 20 м.
3. Амфибол- и биотитсодержащие гнейсы (лептиты среднего состава, по Глебовой-Кульбах, Пинаевой, 1961) - линзовидные тела мощностью до 40 м.
4. Амфибол- и биотитсодержащие гнейсы мощностью до 10 м.

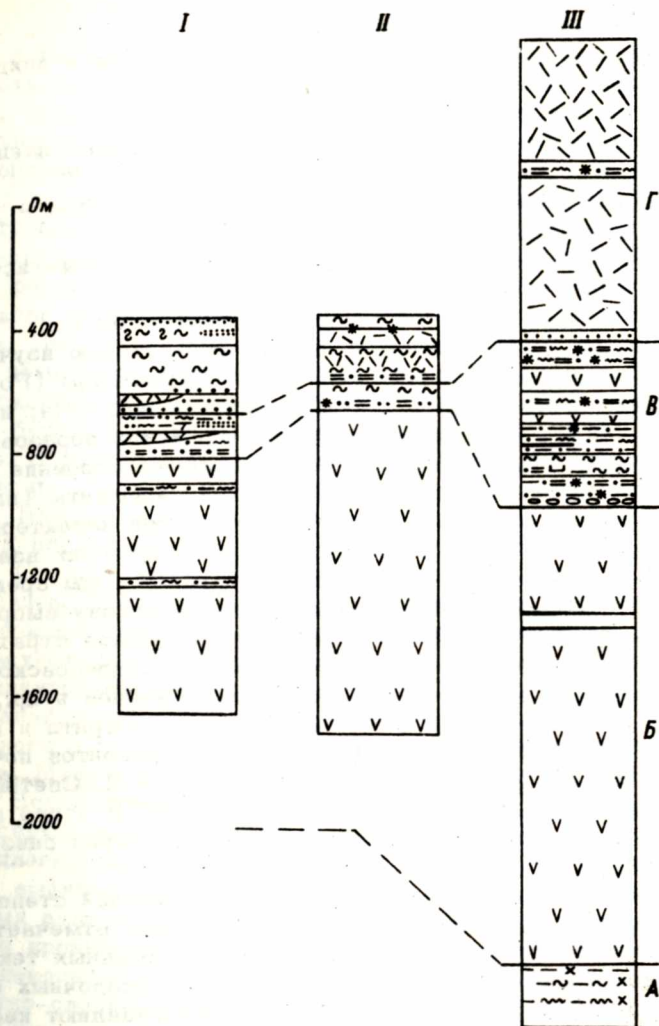


Рис. 5. Разрезы лопийских образований в районах дер. Паран-  
дово (I), месторождения Бергаул (II), ст. Хаутаваара (III).  
Условные обозначения см. на рис. 3.

5. Лептиты кислого состава мощностью до 15 м.
6. Амфибол- и биотитсодержащие гнейсы мощностью до 20 м.
7. Амфиболовые, амфибол-биотит-хлоритовые сланцы по диабазам (?) мощностью 20 м.

8. Кислые лептиты мощностью 10 м.
9. Амфиболовые, амфибол-биотит-хлоритовые и эпидот-биотит-хлоритовые сланцы мощностью 10 м.
10. Кислые лептиты мощностью 6 м.
11. Амфиболовые, амфибол-биотит-хлоритовые сланцы мощностью 35 м.
12. Гранат-эпидот-актинолитовая порода (скарн) - линзовидные тела мощностью до 12 м.
13. Переслаивание слюдистых кварцитов и графитистых сланцев с лептитами. Мощность 55 м.
14. Роговообманковые сланцы мощностью 60 м.

Несмотря на сравнительно длительную историю изучения супракрустальных комплексов района ст. Хаутаваары (Робонен, 1960; Попов, 1967; Робонен, 1974; Робонен и др., 1974; и др.), интерпретация разреза развитых здесь лопийских образований весьма затруднена. Дело в том, что изучавшие строение района геологи, согласно выделяя в составе толщи элементы (пачки, пласты, горизонты) с различной литологической характеристикой, резко расходятся в оценке их стратиграфических взаимоотношений. В этих условиях для Хаутаваарской зоны среди имеющихся схем внутренней стратиграфии за основу выбрана схема М.Г. Попова (1967) как наиболее отвечающая стратиграфическим представлениям в соседнем Маньгино-Киндасовском и других районах развития гимольской серии (Чернов и др., 1970 с которой хаутаваарская серия сопоставляется (Кратц и др., 1971). Детали строения отдельных пачек и горизонтов почерпнуты из работ В.И. Робонена, С.И. Рыбакова и А.И. Световой (1974), где они достаточно подробно изложены. В итоге построена схематическая колонка (рис. 5, III), в которой снизу вверх выделяются:

1. Нижняя толща - переслаивание в различной степени метаморфизованных основных эффузивов, в которых отмечается широкое распространение шаровых и миндалекаменных текстур. В толще встречаются горизонты вулканогенно-осадочных образований, из которых наибольший интерес представляют кварцево-магнетит-амфиболовые сланцы, ассоциирующиеся с графитистыми сланцами, сульфидами, кварцитами хемогенного происхождения и вулканическими брекчиями и туфами. Мощность достигает 1500 м.

2. Средняя толща, объединяющая большую часть вулканогенно-осадочных образований Хаутаваарской зоны: туфиты, кремнистые туфиты, разнообразные сланцы, в том числе кварцитовидные и графитистые. К этой толще приурочена основная масса колчеданных руд. В подошве толщи залегают конгломераты с окатанной галькой пород основного состава, кварцитов, кварца, определенные М.Г. Поповым (1967) как интрузивно-



онные, а В.И. Робоненом с соавторами (1974б) как туфогенные. Мощность толщи достигает до 550 м.

3. Верхняя толща представлена различными вулканитами, преимущественно кислого состава, с отдельными горизонтами вулканогенно-осадочных (сланцы) образований. По материалам буровых работ в подошве толщи встречены линзовидные тела кварцито-песчаников мощностью до 35 м. Общая мощность толщи, по-видимому, составляет не менее 1100 м.

В районе дер. Ялонваары последовательность залегания комплексов пород, приводимая различными исследователями (Харитонов, 1966; Робонен, 1974, и др.), в основном выдерживается без изменений, хотя мощности и детали строения разреза отличаются. Принятый разрез (рис. 6, I) построен главным образом по буровым данным с учетом материалов или цитированных авторов. В разрезе, как и в предыдущих случаях, выделяются три толщи:

1. Нижняя толща основных вулканитов мощностью 800-900 м, а по данным В.И. Робонена (1974) - 1400 м.

2. Средняя толща, представленная переслаиванием различных сланцев. В составе толщи отмечаются горизонты хемогенных тонкослоистых кварцитов мощностью до 28 м, среди которых присутствуют слойки, обогащенные магнетитом. К этой же толще приурочено колчеданное оруденение. Среди указанных образований залегают линзовидно выклинивающиеся тела эффузивов кислого и основного составов и связанные с ними горизонты уффитов. Мощность толщи 450 м.

3. Верхняя толща, выделяемая по наличию в ее основании пласта серицитовых кварцито-песчаников, содержащих мелкую альфу плагиогранитов и кератофиров, сложена кварцево-серицитовыми, амфиболовыми, графитистыми и другими сланцами с горизонтами вулканитов основного состава. Видимая мощность толщи не превышает 150 м.

Приведенный разрез может быть продолжен выше разрезом карбонатно-сланцевых образований района горы Линнунваара, в котором выше графит-амфибол-слюдистых сланцев наблюдается мощная (до 700 м) пачка переслаивания кварцево-слюдистых и амфиболовых сланцев с пластами известняков „рускеальского“ типа и доломитов.

В районе пос. Рускеала, по данным К.О. Кратца и Н.Ф. Дедова (Кратц, 1963), а также В.М. Чернова с соавторами (Чернов, Инина, Раевская и др., 1970), в разрезе сортавальной серии лопия (рис. 6, II) снизу вверх выделяются:

1. Доломиты с прослоями биотитовых, биотит-амфиболовых и других сланцев и кварцитов. Мощность 100-250 м.

2. Толща диабазов, мандельштейнов, амфиболовых сланцев амфиболитов с горизонтами туфогенно-осадочных образований.

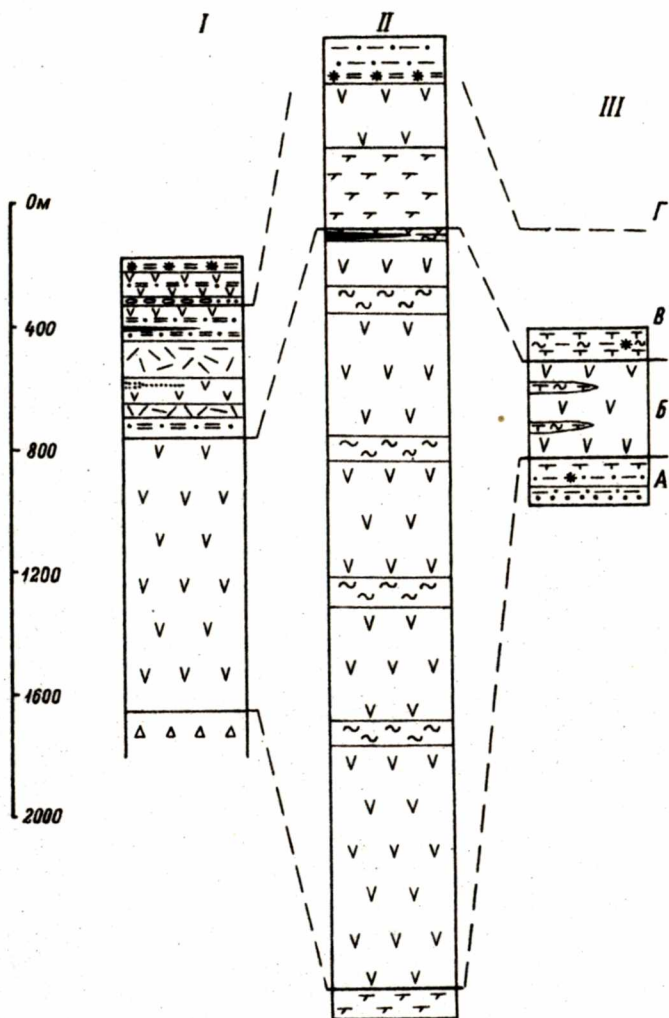


Рис. 6. Разрезы лопийских образований в районах дер. Ялонвары (I), пос. Рускеала (II), пос. Импилахти (III).

Условные обозначения см. на рис. 3.

В двух таких горизонтах в средней и верхней части толщи в строении ритмов принимают участие магнетит-амфиболовые и магнетитовые кварциты. Мощность толщи 1500-2500 м.

3. Карбонаты, скарны, биотит-кварцевые и амфиболовые сланцы и амфиболиты. Мощность 600 м.

В районе северного берега Ладожского озера разрез сортавальской серии в целом сохраняет трехчленное строение, хотя мощности толщ значительно уменьшаются. По данным Р.А.Хазова (1966), в разрезе снизу вверх выделяются (рис. 6, III).

1. Кварциты, кварцито-песчаники, переходящие выше в скарнированные и мраморизованные известняки. Мощность не превышает 150 м.

2. Амфиболовые сланцы, сланцеватые и полевошпатовые амфиболиты. Мощность 200–300 м.

3. Известняки и скарнированные известняки с прослоями графитистых, слюдисто-амфиболовых и биотит-кварцевых сланцев. Мощность 10–100 м.

Совместный анализ всех опорных разрезов лопия (кроме рассмотренных разрезов учтены материалы по разрезам районов р. Тумбы, дер. Койкары, сел. Паданы, оз. Нюкозеро, сравнительно менее изученным и поэтому нецитированным) показывает, что они, несмотря на большую пестроту состава, несомненно имеют общие закономерности строения. Учитывая различную полноту разрезов, обусловленную условиями залегания толщ и их гранитизацией, в ряде пунктов в основании разреза можно выделить толщу, особенности состава которой позволяют называть ее базальной. Это аркозовые и конгломератовые породы в районе пос. Совдозеро, кварцитовидные и высокоглиноземистые гнейсы в районе озер Тикшозеро и Авнеозеро, аналогичные породы, иногда обогащенные карбонатом, в основании свиты Хизовара и пибозерской серии, кварциты и карбонатные породы в нижней части разреза сортавальской серии. Возможно, к этой базальной толще следует также относить высокоглиноземистые гнейсы, известные по периферии Хаутаваарской структуры.

Выше базальной толщи повсеместно та или иная часть разреза сложена породами основного состава: основными вулканитами, сохраняющими первичные текстурные особенности, или в разной степени метаморфизованными до зеленых сланцев, амфиболитов, амфиболовых, биотит-амфиболовых и других гнейсов. В соответствии с терминологией, принятой при описании разрезов гимольской серии (Чернов, Инина, Горьковец и др., 1970), эта толща названа нижней. В ее составе помимо вулканитов лавового происхождения в различных количествах присутствуют первично-пирокластические, пирокласто-осадочные и осадочные (как правило, хемогенные) образования, образующие ритмично-слоистые пачки. Некоторые из них в Западной и Южной Карелии содержат горизонты железистых кварцитов.

На породах нижней толщи более или менее отчетливо трансгрессивно залегает ритмично построенная толща с большим количеством вулканогенно-осадочных образований. При этом крупные ритмы в отдельных более детально изученных разрезах



хорошо сопоставляются (в районах оз. Кукасозеро и горы Хизовары отмечается по 6 однотипных ритмов, такое же количество крупных ритмов можно выделить в разрезе Костомукшского месторождения). В основании толщи в ряде разрезов Северной (Ниваярви, Кукасозеро, Тикшозеро, Хизовара), Восточной (Пелбозеро, Парандово) и Южной (Хаутаваара) Карелии присутствуют несомненно терригенные образования: аркозовые и серицитовые кварциты, серицито-кварцевые сланцы, биотитовые кварциты и в одном случае полимиктовые конгломераты (Хаутаваара). В строении толщи принимают участие породы, отличающиеся разной степенью метаморфизма и, очевидно, различным первичным составом (рис. 3, 4, 5, 6), так что даже простое перечисление их заняло бы слишком много места. Среди этого разнообразия, помимо упоминавшихся первично-терригенных пород, характерными элементами разреза средней толщи являются хемогенные кварциты и карбонаты, железистые кварциты (Западная и Южная Карелия), колчеданные руды (Восточная и Южная Карелия), высокоглиноземистые породы (Восточная и Северная Карелия) и графитистые сланцы.

В составе средней толщи во многих разрезах присутствуют вулканогенные образования основного и кислого состава. Распознавание вулканитов кислого состава, особенно пирокластов, очень затруднено. В ряде случаев они могут смешиваться с осадочными образованиями и наоборот, однако при анализе разрезов создается впечатление, что в данной толще кислые вулканиты более характерны для восточных разрезов (может быть, там они уже есть в базальной толще).

На породах средней толщи отчетливо трансгрессивно залегают образования верхней толщи. В ее подошве залегают конгломераты (Большозеро, Панаярви?, Ялонваара), кварциты и серицитовые кварциты (Ниваярви, Кукасозеро, Тикшозеро, Авнеозеро, Парандово, Бергаул, Хаутаваара), гранат-ставролитовые кварциты (Хизовара). Выше в разрезах Западной и Центральной Карелии следуют мощные толщи вулканитов кислого состава (лептиты), ассоциирующихся с горизонтами железистых кварцитов и туфогенных сланцев, в остальных разрезах основная масса пород характеризуется карбонатно-сланцевым и амфиболовым составом, причем количество карбонатных пород явно увеличивается в западном и юго-западном направлениях.

Четыре выделенные толщи, во многом повторяющие расчленение на свиты гимольской серии (Чернов, Инина, Горьковец и др., 1970), вполне сопоставляются в разрезах лопия различных районов. К области гипотез, требующих проверки, можно в связи с этим отнести следующие предположения.

1. Четырехчленное строение и состав выделенных толщ в разрезах лопия имеют большое сходство с известными разрезами

ми комплекса беломорид и набором литологических типов в керетской, хетоламбинской, лоухской и чупинской свитах К.А. Шуркина и др. (1962) или в соответствующих им керетской, хетоламбинской и чупинской свитах М.М. Стенаря (1969, 1973). Это отнюдь не означает попытку дискредитации Беломорского района как области наиболее ранней (архейской) стабилизации, тем более что влияние этого массива прослеживается во всей протерозойской истории развития прилегающей части шита. В данном случае просто кажется вполне оправданным апеллировать к потенциальной возможности формирования нижнепротерозойских отложений на поверхности древнейшего стабильного (относительно) массива.

2. Трансгрессивный характер залегания отложений средней толщи на нижней и верхней толщ на средней (с различной „степенью трансгрессивности“) наводит на мысль о возможности по крайней мере локальных несогласий между ними. С одной стороны, такое предположение опирается на установленную многофазность ребольских движений, а с другой — на непосредственные доказательства несогласий между толщами пород, развитыми в районе оз. Кукасозеро (Московченко, Турченко, 1971; Московченко, 1973).

### Условия формирования осадочно-вулканогенных толщ лопия

В соответствии с обычной практикой литологических исследований для получения информации об условиях формирования лопийских толщ необходимо использовать описание разрезов для построения литологических профилей, схем распространения отдельных литологических типов и палеофациальной схемы. Моменты этой информации даны на рис. 7 (см. вкл., с. 48), 8, 9. Для целей настоящей работы не требуется изложения всех полученных результатов, так как для сравнения с составом гранитоидов достаточно знать лишь основные характеристики состава исходных пород, „усредненные“ как по вертикали, так и по горизонтали. Тем не менее некоторые закономерности строения области седиментации, выявляемые по особенностям отложений, проливают свет на структурно-тектоническую принадлежность соответствующих зон и поэтому заслуживают внимания.

Рассматриваемая территория, за исключением Беломорья, лопийское время претерпевала геосинклинальный режим развития. В строении карельской геосинклинальной области выделяются зоны, обладающие каждая своими, несколько отличными от соседних, особенностями: зона архейского кратона, имеющего



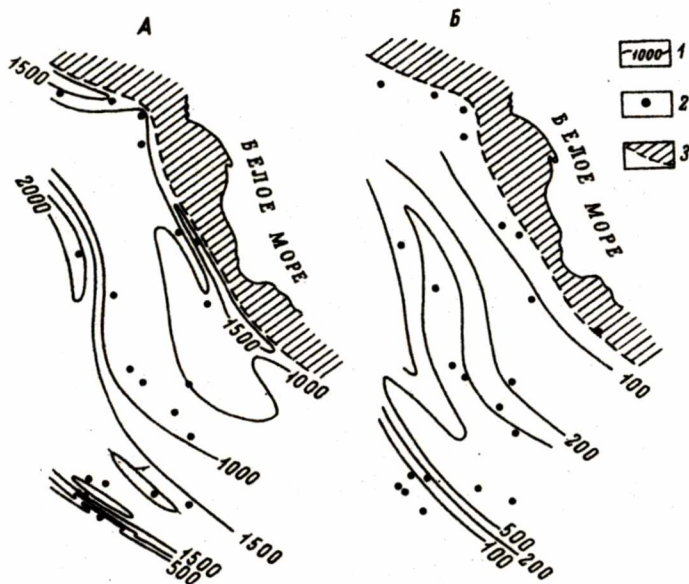


Рис. 8. Схемы изолиний мощности вулканитов основного состава нижней толщи (А) и кислого состава средней и верхней толщ (Б) лопия на территории Карелии.

1 - изолинии мощностей (в м); 2 - расположение использованных разрезов; 3 - границы и область распространения беломорид.

ряд признаков платформы, зона краевого прогиба, внутренняя и внешняя зоны эвгеосинклинали, зона миогеосинклинали, океаническая зона. Указанные зоны представляют собой область перехода от архейской континентальной плиты района Беломорья к океанической плите в районе современного Приладожья. Некоторые особенности строения сближают эту область перехода с тихоокеанским типом сочленения плит (Фотиади, Туезов, 1972), многие ее черты легко найти в схемах строения и развития молодых островных дуг (Марков, Соловьева, 1972).

Зона архейского кратона в районе Беломорья, совпадающая с выделяемым ныне Беломорским массивом, независимо от интерпретации возраста беломорид (архей или протерозой) характеризуется стабильностью, достигнутой к началу лопийского времени, в течение которого эта область была источником гипергенного вещества (по крайней мере в начальный период). Аналогичного строения более мелкие и менее стабильные блоки,



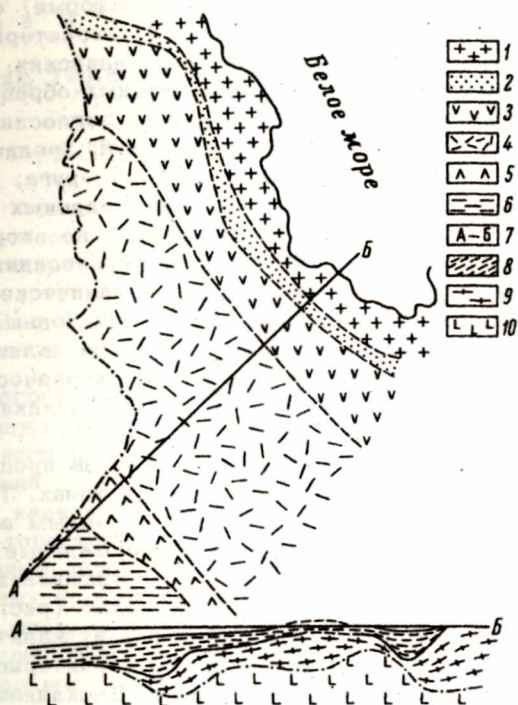


Рис. 9. Фациально-тектоническая схема формирования лопийских образований.

Фациально-тектонические зоны: 1 - архейской платформы, 2 - краевого прогиба, 3 - внутренняя и 4 - внешняя зоны эвгеосинклинали, 5 - миогеосинклинали, 6 - океаническая; 7 - реконструкция профиля через Карельскую геосинклиналь; „слои“ земной коры: 8 - осадочно-вулканогенный; 9 - гранитно-метаморфический; 10 - гранулитно-базитовый.

вероятно, существовали и в других зонах, где в современном разрезе они обнажаются в виде выходов комплекса фундамента карелид. Концентрацией подобных блоков, по-видимому, объясняется формирование геоантиклинального поднятия на границе внутренней и внешней эвгеосинклинальных зон, некоторые особенности строения которого вызвали впоследствии жизни такие понятия как „карельский срединный массив“ (Я. Харитонов (1966) или „ятулийский материк“ (Вяйрюнен, 1959).

Прилегающая к архейскому кратону (платформе) сравнительно узкая зона краевого прогиба (рис. 9) характеризуется повышенными мощностями всех выделенных докембрийских толщ, заметным количеством терригенных и карбонатных образований в их составе. Следующие внутренняя и внешняя эвгеосинклинальные зоны с умеренными мощностями отложений, увеличивающимися на западной окраине, отличаются друг от друга, например, тем, что в первой зоне среди вулканогенно-осадочных образований присутствуют сингенетичные сульфидные, а во второй – железные (железистые кварциты) руды. Зона миогеосинклинали является переходной от эвгеосинклинали к океанической плите, ей свойственны большие колебания мощностей и большие их величины. Здесь характерными элементами разреза являются кремнистые и углеродистые осадки. В следующей океанической зоне широкое распространение получают карбонатные осадки при довольно малых общих мощностях толщ.

Характер вулканических проявлений и состав продуктов вулканизма существенно отличаются в разных зонах. Так, вулканы основного состава, сосредоточенные главным образом в нижней толще, развиты повсеместно, но максимальные мощности их приурочены к зоне краевого прогиба, внешней эвгеосинклинальной и местами миогеосинклинальной зонам (рис. 8, а). В последней наряду с повышенными мощностями вулканитов часто наблюдается и полное их выклинивание, что характерно для классических миогеосинклиналей фанерозоя. Вулканизм кислого состава является неотъемлемым элементом характеристики эвгеосинклинальной (особенно внешней) зоны (рис. 8, б).

В пределах указанных зон помимо локализации упоминавшихся компонентов пород наблюдаются определенные закономерности в распределении других минеральных соединений, позволяющих делать далеко идущие выводы о геохимической зональности и общем характере раннепротерозойской седиментации (Соколов и др., 1973), выходящие, однако, за рамки настоящей работы.

## ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ КАРЕЛИИ

Все многообразие гранитоидов Карелии в конечном счете сводится к двум главным типам: плагиогранитоидам и гранитоидам нормального ряда. При этом под плагиогранитоидами понимается широкий спектр пород от кварцевого диорита до плагиогранита, где калиевый полевой шпат может присутствовать лишь в качестве второстепенного минерала. Гранитоиды нормального ряда объединяют породы от гранодиорита до аляскита, где одним из главных породообразующих минералов является калиевый полевой шпат. Общепризнанным считается, что в процессе эволюции кислого магматизма плагиогранитоиды сменяются гранитами нормального ряда. Такая закономерность устанавливается как в пределах единого геосинклинального цикла, так и в общей эволюции докембрийского гранитообразования начиная с архея и кончая протерозоем. Гранитоиды названных типов характеризуются различным тектоническим положением, отличаются по возрасту и генезису. Информация по этому вопросу содержится в целом ряде работ (Глебова-Кульбах и др., 1963; Кратц, 1963; Кратц и др., 1969; Саранчина, 1970, 1972; Судовиков, Лебевицкий, 1970; Шуркин, Митрофанов, 1968; Лобач-Жученко и др., 1974), однако специфика разновозрастных формаций внутри названных типов гранитоидов отражена, на наш взгляд, недостаточно. В этой связи анализ закономерностей пространственной эволюции состава гранитоидов Карелии следует рассмотреть подробнее.

## П л а г и о г р а н и т о и д ы

## Плагиогранитоиды догеосинклинального этапа

Плагиогранитоиды догеосинклинального этапа широко развиты среди архейских образований, слагающих фундамент ранних докембридов. Архейские плагиогранитоиды Карелии представлены



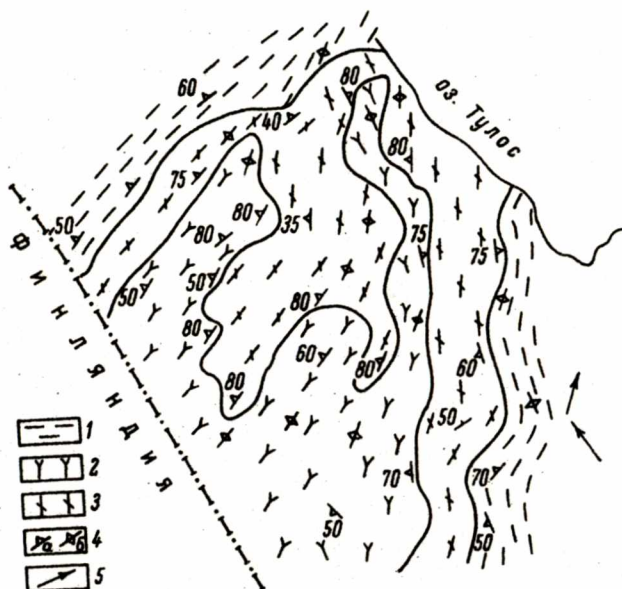


Рис. 10. Схема строения купола района оз. Тулос.

1 - биотитовые и кварц-полевошпатовые плагиогнейсы; 2 - плагиогранито-гнейсы с линзовидными прослоями амфиболитов; 3 - энтербиты с линзовидными прослоями двупироксеновых кристаллических сланцев; 4 - гнейсовидность (а - наклонная, б - вертикальная); 5 - линейность.

формациями чарнокитов (энтербитов) и собственно плагиогранитоидов. Среди последних выделяются два комплекса: выгозерский, состоящий из однородных плагиогранитоидов, и вокнаволоцкий, где плагиогранитоиды ассоциируют с метабазами, представленными амфиболитами и двупироксеновыми кристаллическими сланцами. Энтербиты развиты среди метаморфических образований гранулитовой фации, плагиогранитоиды - среди образований амфиболитовой фации. Архейские гранитоиды фундамента ранних карелид залегают среди собственно карельских пород в виде отдельных блоков и куполов. При этом развитая в них гнейсовидность согласна с залеганием нижнепротерозойских пород. Рассматриваемые плагиогранитоиды аналогичны архейским плагиогранитоидам Кольского полуострова (Батиева и Бельков, 1968) и архейским плагиогранитоидам днепровского комплекса Украинского щита (Орса, 1972). Надежные датировки абсолютного возраста для данных гранитоидов отсутствуют. Абсолют-

Т а б л и ц а 2

Средний количественно-минералогический состав  
эндербитов и диафоритов по ним

	Эндербиты ( $n = 24$ )			Биотитовые плагио- гранито-гнейсы ( $n = 56$ )		
	$\bar{X}$	$G$	$V$	$\bar{X}$	$G$	$V$
Кварц	31.26	10.22	32.69	31.54	10.11	32.04
Плагноклаз	62.03	9.30	14.99	54.84	9.77	17.82
Биотит	3.73	2.45	65.58	4.99	3.56	71.34
Гиперстен	2.70	1.67	61.74	-	-	-
Микроклин	-	-	-	8.30	10.62	128.01

П р и м е ч а н и е .  $\bar{X}$  - среднее значение;  $G$  - стандартное отклонение;  $V$  - коэффициент вариации;  $n$  - количество замеров.

ный возраст ассоциирующих с плагиогранитоидами амфиболитов, определенный по роговой обманке калий-аргоновым методом (Лобач-Жученко и др., 1972), составляет 2650 и 2690 млн лет.

Чарнокиты (эндербиты) развиты в Западной Карелии в районе оз. Тулос, где они являются главной составной частью целого ряда куполов, сформированных в конце нижнего протерозоя. В качестве примера рассмотрим строение купола, расположенного на юго-западном берегу оз. Тулос, где эндербиты пользуются наибольшим площадным распространением (рис. 10). Краевая часть купола представлена полосчатыми плагиогнейсами и диорито-гнейсами, преимущественно биотитовыми, иногда с роговой обманкой. В гнейсах содержатся редкие будинированные прослои амфиболитов и амфиболовых гнейсов. Падение метаморфической полосчатости наблюдается в сторону вмещающих пород под углом 50-75°, реже - вертикальное. Эндербиты (гиперстен-биотитовые плагиогнейсы) слагают центральную и северо-западную часть купола и образуют с биотитовыми плагиогнейсами постепенные переходы. В их составе встречаются прослои пироксеновых амфиболитов и двупироксеновых кристаллических сланцев и гнейсов мощностью до 10 м. На контактах местами наблюдается тонкая перемежаемость (от 3 до 25-30 см) двупироксеновых кристаллических сланцев и гиперстен-биотитовых плагиогнейсов.

В составе эндрбитов наблюдаются следующие минеральные парагенезисы: Пл + РП + Би + Кв и Пл + РП + Рог + Би + Кв. Наиболее распространенным является первый парагенезис.

Средний количественно-минералогический состав эндрбитов представлен в табл. 2. Для всех минералов характерно устойчивое среднее содержание с низкими значениями стандартных отклонений и коэффициентов вариации. Роговая обманка встречается спорадически, и разновидности, включающие ее, пространственно не обособляются. Ромбический пироксен эндрбитов характеризуется устойчивыми оптическими свойствами, не зависящими от парагенезиса. Угол оптических осей  $48-54^\circ$ . Показатели преломления колеблются в следующих пределах:  $N_g = 1.717-1.726$ ,  $N_m = 1.715-1.718$ ,  $N_p = 1.707-1.713$ ;  $cN_g$  отдельных зерен достигает  $6^\circ$ . Химический состав ромбического пироксена довольно устойчив. Железистость его колеблется в узких пределах (49.48-60.61%). Специфической особенностью гиперстена является повышенное содержание алюминия (до 4.78%). Роговая обманка и биотит плеохроируют в бурых тонах. Угол оптических осей роговой обманки составляет  $+66, +68^\circ$ ;  $N_g = 1.683-1.698$  и  $N_p = 1.662-1.688$ . Светопреломление биотита колеблется в пределах 1.658-1.664. Плагиоклаз эндрбитов представлен андезином (30-44%  $An$ ). Характерным для него является широкое развитие антипертитовых вростков калиевого полевого шпата.

Широкое распространение гнейсовой фации затрудняет выявление их первоначального геологического положения. Тесная пространственная ассоциация с двупироксеновыми кристаллическими сланцами без признаков чарнокитизации последних позволяет предположить магматический генезис.

Плагиогранито-гнейсы и диорито-гнейсы, слагающие крайнюю часть купола, представляют собой продукт диафтореза эндрбитов. Об этом свидетельствуют следующие факты. Среди эндрбитов постоянно отмечаются признаки диафтореза, заключающиеся в наличии двух генераций биотита и роговой обманки. Плагиогранито-гнейсы в свою очередь содержат реликтовые зерна гиперстена. В богатых кальцием разновидностях встречаются две генерации роговой обманки.

Средний состав плагиогнейсов близок среднему составу эндрбитов (табл. 2). Главные различия между ними заключаются в исчезновении в составе плагиогнейсов гиперстена и появлении микроклина. Последний распределен крайне неравномерно, что фиксируется в высоких значениях стандартного отклонения и коэффициента вариации. Микроклин является метасоматическим. Изменение состава сопровождается уменьшением плотности от 2.72 до 2.66 г/см<sup>3</sup>. Темноцветные минералы плагиогранито-гнейсов от одноименных минералов эндрбитов отли-



Т а б л и ц а    3

Количественно-минералогический состав плагиогранитоидов

Номер об- разца	Кварц	Плагиоклаз	Микроклин	Биотит	Роговая об- манка	Рудный ми- нерал	Эпидот	Апатит
72а (2шл.)	29.84	60.11	-	8.18	1.08	0.18	-	0.11
72б	27.18	66.15	-	6.17	-	0.11	0.28	0.11
78/5	27.48	66.89	0.63	4.28	-	-	0.58	0.14
89/3	24.75	68.13	4.55	2.32	-	-	-	-
118/2	33.85	60.08	0.87	5.20	-	-	-	-
120/4	6.63	79.52	-	7.79	4.60	0.63	-	0.83
139/26	41.56	55.17	-	3.17	-	0.10	-	-
140/1	31.00	52.30	12.61	3.91	-	0.18	-	-
161/36	33.64	42.88	18.98	4.50	-	-	-	0.36
178г	36.46	51.36	4.77	7.05	-	-	-	-
221	25.25	55.38	18.74	4.54	-	-	0.33	-
545/3	25.96	69.12	4.66	0.26	-	-	-	-
123	27.5	58.5	-	12.0	-	-	-	-
130	22.2	66.7	4.4	5.60	-	-	-	-
117/16	32.6	65.2	-	1.1	-	-	-	-
288/7	42.00	50.1	-	6.7	-	-	-	-

чаются прежде всего по характеру плеохроизма. Роговая обманка плагиогранито-гнейсов плеохроирует в сине-зеленых тонах,  $N_g = 1.875-1.700$ ,  $N_p = 1.658-1.682$ ; биотит плеохроирует в буровато-зеленых тонах,  $N_g = N_m = 1.634-1.656$ . Плагиоклаз плагиогранито-гнейсов имеет более низкую основность, соответствующую основному олигоклазу-кислomu андезину, но не кислее 20%  $An$ .

Плагиогранитоиды, кроме выше охарактеризованных, являющихся продуктом диафтореза чарнокитов, встречаются и как первичные образования без признаков диафторического происхождения. К числу таких гранитоидов относятся площади однородных плагиогранито-гнейсов в районе оз. Выг и плагиогранито-гнейсы Центральной Карелии.

Главными породообразующими минералами плагиогранитоидов являются плагиоклаз, кварц, биотит. В небольших количествах

Средний химический состав и стандартные отклонения плагиогранитоидов (в %)

	Количество анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Архейские эндербиты Карелии	26	$\frac{64.35}{6.21}$	$\frac{0.62}{0.42}$	$\frac{16.13}{1.87}$	$\frac{1.85}{1.76}$	$\frac{3.99}{2.61}$	$\frac{0.09}{0.05}$	$\frac{1.85}{1.25}$	$\frac{4.85}{1.68}$	$\frac{3.91}{0.72}$	$\frac{1.63}{0.84}$
Архейские плагиограниты Карелии	195	$\frac{69.34}{3.95}$	$\frac{0.34}{0.24}$	$\frac{15.77}{1.59}$	$\frac{1.08}{0.80}$	$\frac{1.96}{1.39}$	$\frac{0.04}{0.04}$	$\frac{1.15}{0.99}$	$\frac{3.11}{1.19}$	$\frac{4.17}{0.88}$	$\frac{2.24}{0.97}$
Архейские плагиограниты Кольского полуострова (Богачев и др., 1975)	56	$\frac{69.38}{2.89}$	$\frac{0.42}{0.3}$	$\frac{15.22}{1.21}$	$\frac{1.38}{1.19}$	$\frac{2.03}{1.22}$	$\frac{0.06}{0.03}$	$\frac{1.12}{0.83}$	$\frac{2.99}{0.95}$	$\frac{4.55}{0.60}$	$\frac{2.28}{0.99}$
Архейские плагиогранитоиды центральной части Украинского кристаллического массива (Белевцев, Сухи- 1973)	58	65.91	0.51	15.64	1.46	3.48	0.06	1.86	4.09	4.15	1.63

Таблица 4 (продолжение)

	Количество анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Ребольские мигматит-граниты Карелии	285	$\frac{69.99}{18.48}$	$\frac{0.13}{13.84}$	$\frac{15.65}{57.82}$	$\frac{1.26}{1.12}$	$\frac{1.65}{1.40}$	$\frac{0.05}{0.002}$	$\frac{1.00}{0.87}$	$\frac{2.27}{1.80}$	$\frac{3.94}{0.91}$	$\frac{3.37}{2.53}$
Нижнепротерозойские мигматит-граниты Кольского полуострова	195	$\frac{72.48}{3.92}$	$\frac{0.27}{0.24}$	$\frac{14.07}{1.47}$	$\frac{0.94}{0.62}$	$\frac{1.29}{0.97}$	$\frac{0.02}{-}$	$\frac{0.71}{0.84}$	$\frac{1.79}{1.17}$	$\frac{3.85}{0.85}$	$\frac{3.89}{1.48}$
Средние вулканы лопья Западной Карелии (Чернов, Инина, Горьковец и др., 1970)	36	$\frac{68.93}{2.08}$	$\frac{0.15}{0.18}$	$\frac{16.94}{1.51}$	$\frac{0.88}{0.71}$	$\frac{1.13}{0.65}$	$\frac{0.01}{0.03}$	$\frac{0.98}{0.61}$	$\frac{2.76}{1.03}$	$\frac{4.41}{1.61}$	$\frac{2.69}{3.31}$
Средние вулканы лопья Центральной Карелии (Рыбаков, 1969)	76	$\frac{64.51}{5.01}$	$\frac{0.61}{0.24}$	$\frac{15.97}{1.52}$	$\frac{1.63}{1.02}$	$\frac{2.87}{1.83}$	$\frac{0.07}{0.05}$	$\frac{2.73}{1.31}$	$\frac{4.09}{2.49}$	$\frac{3.93}{1.58}$	$\frac{1.53}{0.86}$

Примечание. В числителе - средние значения, в знаменателе - стандартные отклонения.



вах часто встречаются микроклин, роговая обманка, эпидот, магнетит, ильменит (табл. 3). Плагиоклаз обычно составляет свыше 50% породы и отвечает основному олигоклазу (21–30% An). Нередко имеет антипертитовые вросстки калиевого полевого шпата. Содержание кварца колеблется в широких пределах (6.63–42%), темноцветные минералы большей частью не превышают 10%. Микроклин встречается спорадически и, как правило, является более поздним, метасоматическим. Рассматриваемые архейские плагиогранитоиды близки по количественно-минералогическому составу диафторированным эндербитам. В отличие от нижнепротерозойских архейские плагиогранитоиды не относятся к формации мигматит-гранитов. Нередко они выполняют роль субстрата для нижнепротерозойских инъекционных мигматитов. Для архейских плагиогранитоидов характерен довольно постоянный химический состав (табл. 4), значительно не отличающийся от состава архейских плагиогранитоидов фундамента Русской платформы других регионов (Кольский полуостров, Украинский щит табл. 4).

Главной отличительной особенностью состава архейских плагиогранитоидов является низкая концентрация щелочей. Закисное железо значительно преобладает над окисным, т.е. плагиогранитоиды характеризуются низкой степенью окисленности железа. При этом эндербиты, также обладая перечисленными особенностями, имеют более основной состав. Следует отметить, что архейские плагиогранитоиды, неоднократно участвуя в нижнепротерозойской складчатости, в значительной мере перекристаллизовываются, часть железа переходит из силикатной формы в окисную (Свириденко, 1974), и увеличивается содержание кварца. В целом состав архейских плагиогранитоидов более основной, чем состав фанерозойских плагиогранитов (Штейнберг, Ферштатер, 1971). При этом по составу эндербиты сопоставимы с андезитом и андезит-дацитом, а плагиогранитоиды – с дацитом.

Генезис архейских плагиогранитоидов большинством исследователей рассматривается как магматический (Батиева, Бельков, 1968; Лобач-Жученко и др., 1974, и др.). И.Д. Батиева и И.В. Бельков предполагают возникновение расплава за счет не однократного переплавления сравнительно маломощной и слабо дифференцированной по составу земной коры, не исключая при этом возможность частичного образования магмы в условиях верхней мантии. Подобный генезис нам представляется вполне реальным. Если учесть, что это самые древние граниты, то реальнее всего их рассматривать как продукт дифференциации основной магмы. По последним данным экспериментальных исследований Грина и Рингвуда (1968), подобные составы магм могут образовываться при фракционном плавлении базальта в



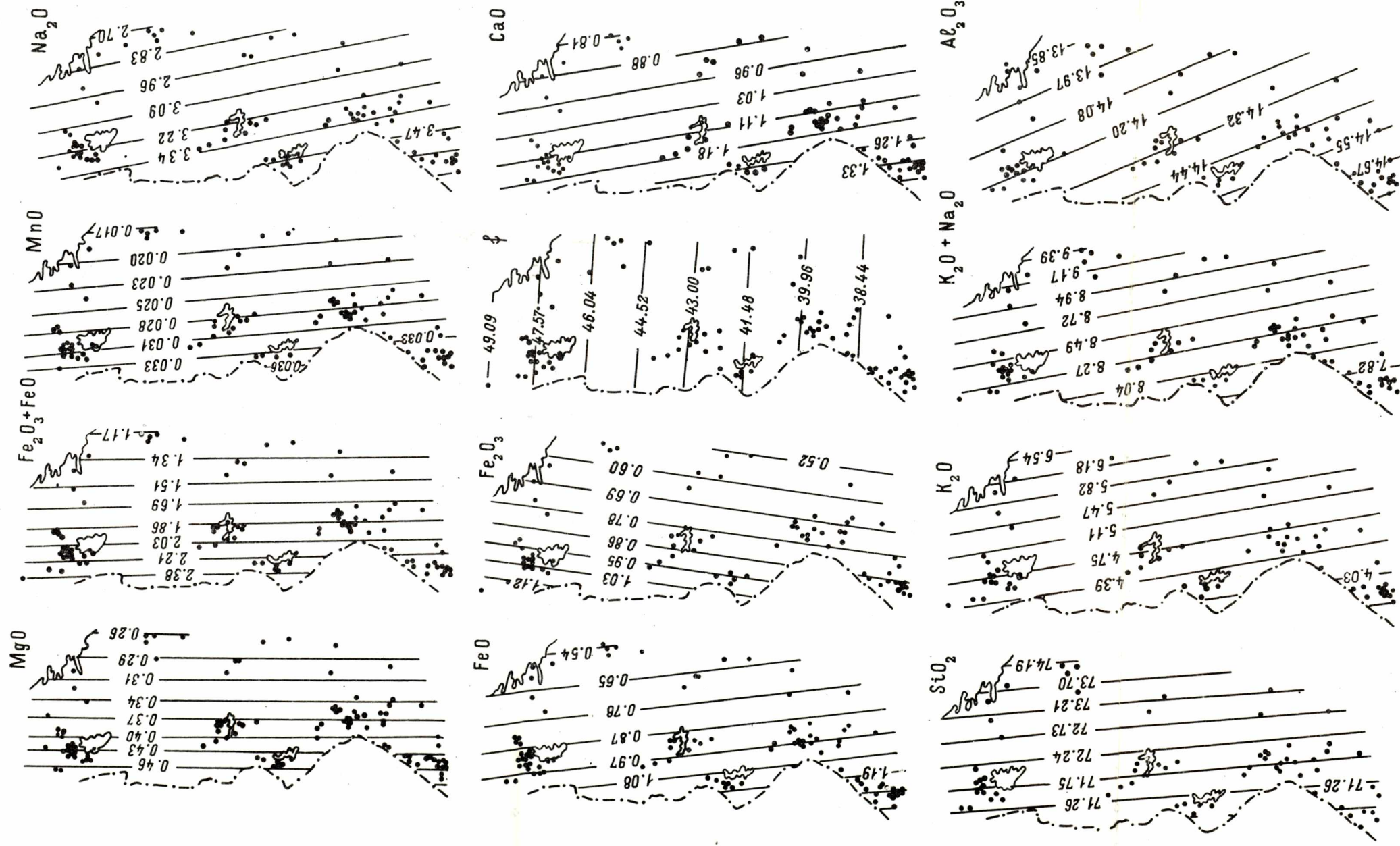


Рис. 19. Поверхности тренда первого порядка для породообразующих окислов селецких гранитоидов.

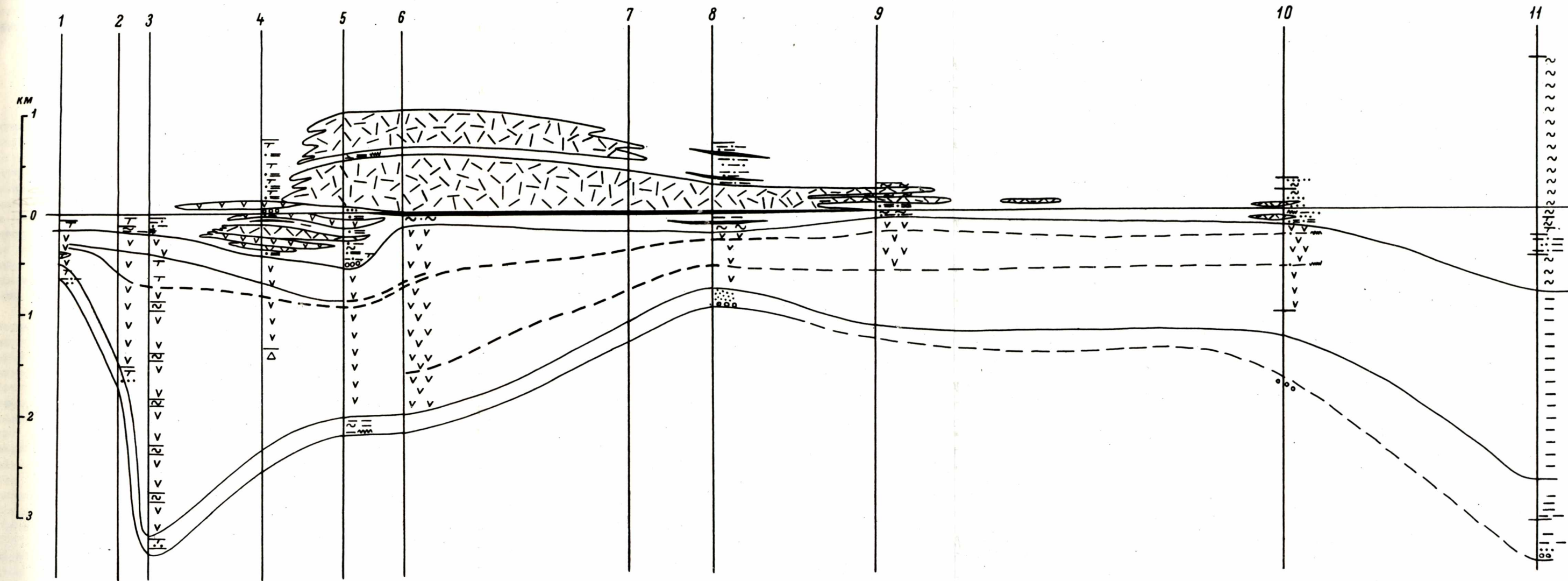


Рис. 7. Геологический профиль лопийских образований от пос. Импилахти до оз. Пибозеро.

1 - пос. Импилахти; 2, 3 - пос. Рускеала; 4 - дер. Ялонвара; 5 - ст. Хаутаваара; 6 - дер. Маньга; 7 - дер. Койкары; 8 - дер. Совдозеро; 9 - месторождение Бергаул; 10 - дер. Парандово; 11 - оз. Пибозеро.

Остальные обозначения см. на рис. 3.



условиях высоких давлений. Андезиты представляют собой наименее легкоплавкую фракцию в сухих условиях. В присутствии воды образующаяся в таком процессе низкоплавкая фракция может иметь состав дацита.

### Плагиигранитоиды протогеосинклинального этапа

Плагиигранитоиды являются главной составной частью двух формаций протогеосинклинального этапа: раннегеосинклинальной формации габбро-плагиигранитов и позднегеосинклинальной синклинчатой формации мигматит-гранитов. Первая формация пользуется ограниченным развитием. В период складчатости и регионального метаморфизма породы гнейсифицируются с образованием ортогнейсов и амфиболитов. Первичная природа их местонахождения устанавливается в Центральной Карелии в зонах низкотемпературного метаморфизма. Плагиигранитоиды образуют небольшие трещинные тела в тесной пространственной и генетической связи с габбро. Состав их довольно однороден и соответствует андезиту. Магматический генезис пород данной формации сомнений не вызывает.

В отличие от однородных архейских гранито-гнейсов догеосинклинального периода и небольших трещинных интрузий плагиигранитов раннегеосинклинальной габбро-плагиигранитной формации позднегеосинклинальные плагиигранитоиды характеризуются значительно меньшей однородностью. Строго говоря, состав гранитоидов ранненижнепротерозойской (ребольской) формации мигматит-гранитов колеблется от безмикроклиновых плагиигранитоидов (перекристаллизованный субстрат мигматитов) до гранитов нормального ряда (жильный материал мигматитов). Но поскольку жильный материал составляет лишь небольшой процент от общего объема мигматитов, то средний состав формации является плагиигранитоидным. Образование гранитоидов данной формации тесно связано с региональным метаморфизмом, осуществлявшимся при давлении примерно 7 кбар в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (Свириденко, 1974). Температура не превышала 650°C, т.е. минимальной температуры плавления гранита. Поэтому при условии  $P_{H_2O} < P_{общ}$  исключается возможность образования гранитов путем плавления на месте. Гранитоиды не имеют четко ограниченных массивов. На площади их развития картируются складчатые структуры. Роль маркирующих горизонтов здесь обычно выполняют легкоплавкие к гранитизации амфиболовые сланцы, реже метавулканы с сохранившейся миндалекаменной текстурой. Наблюдаются частые взаимопереходы мигматитов и мигматит-гранитов (нежных мигматитов). Последние характеризуют максимальную дифференциацию процесса гранитообразования. Этот сложный про-



цесс гранитообразования для удобства описания можно подразделить на 2 части: образование жил мигматитов и перекристаллизация субстрата.

Жилы мигматитов инъекционно-метасоматические. При этом плагиоклаз мигматитовых жил имеет тот же состав, что и состав вмещающего субстрата, независимо от степени метаморфизма. Так, средний состав плагиоклаза жильного материала мигматитов Западной Карелии (амфиболитовая фация) составляет 27%  $An$  ( $n = 27$ ,  $G = 3.31$ ,  $V = 12.07$ ), средний состав плагиоклаза субстрата - 29%  $An$  ( $n = 62$ ,  $G = 5.20$ ,  $V = 17.84$ ), средний состав плагиоклаза жильного материала мигматитов Центральной Карелии (эпидот-амфиболитовая фация) - 29%  $An$  ( $n = 26$ ,  $G = 2.10$ ,  $V = 7.30$ ), средний состав плагиоклаза теневых мигматитов (мигматит-гранитов) - 30%  $An$  ( $n = 86$ ,  $G = 3.57$ ,  $V = 12.05$ ). Аналогичное соотношение состава плагиоклаза в жильном материале и субстрате мигматитов наблюдается на Алданском щите (Кицул, Шкодзинский, 1972). Состав плагиоклаза вкрапленников слабометаморфизованных вулканитов колеблется от 27 до 31%  $An$  в вулканитах среднего состава и от 60 до 65%  $An$  в амфиболитах. Гранитизации обычно подвергаются вулканиты среднего состава, в то время как вулканиты основного состава лишь содержат жилы гранита. Следовательно региональный натриевый метасоматоз, который рассматривается как главный фактор при образовании плагиогранитоидов в раннем докембрии (Судовиков, 1964; Судовиков и др., 1970; Край и др., 1969; Русин, 1972), не подтверждается фактическим материалом, так как основность плагиоклаза при гранитообразовании не изменяется. Небольшое раскисление плагиоклаза наблюдалось лишь в амфиболитах непосредственно на контакте с существенно микроклиновым гранитом.

Изучение геологического положения жил и сопоставление составов породообразующих минералов с одноименными минералами субстрата, а также результаты изучения зависимости количественно-минералогического состава жил от мощности различных фаций регионального метаморфизма кианит-силлиманитового типа не позволяют предполагать их палингенный генезис. Все минералы, за исключением калиевого полевого шпата и частично кварца, заимствуются из субстрата без изменения состава, но с существенным изменением количественных соотношений. Кварц и калиевый полевой шпат являются привнесенными. Следовательно, жилы мигматитов имеют инъекционно-метасоматический генезис.

Перекристаллизация субстрата, представленного вулканогенно-осадочными образованиями лопия, происходит в период складчатых деформаций (Свириденко, 1974) и сопровождается метаморфической дифференциацией.

В субстрате нередко развиваются крупные порфиробласты калиевого полевого шпата. При достаточно интенсивном порфиробластезе образуются довольно крупные площади порфиробластических гранитоидов, фиксирующие, как правило, ослабленные зоны. При образовании их имела место такая же направленность метасоматических процессов, как и при формировании инъекционно-метасоматических жил, но реализация их происходила в ограниченном масштабе. Инъекция расплава, отвечающего по составу кварц-ортоклазовой котектике, метасоматоз и перекристаллизация субстрата, действуя одновременно, приводили к образованию пестрых по составу существенно плагиоклазовых ребольских мигматит-гранитов. Несмотря на неравномерность процесса, средний минералогический состав плагиогранитоидов сопоставим для различных удаленных друг от друга регионов (табл. 5). Как показано на примере Западной Карелии (Свириденко, 1974), содержание плагиоклаза и темноцветных минералов в плагиогранитоидах определяется содержанием их в субстрате мигматитов. Поэтому близость составов сравниваемых гранитоидов обязана близости составов исходных пород, что подтверждается низкими и близкими по значению величинами стандартного отклонения и коэффициента вариации. Содержание микроклина, несмотря на высокое значение стандартного отклонения и коэффициента вариации, также сопоставимо для сравниваемых гранитоидов. Неоднородность распределения объясняется его метасоматическим характером. Плагиогранитоиды Западной Карелии содержат также эпидот и мусковит, но в еще меньших количествах, чем гранитоиды Центральной Карелии.

Средний химический состав ребольских плагиогранитоидов близок среднему химическому составу лопских вулканитов среднего и кислого состава. Близость их составов обращала на себя внимание и ранее (Глебова-Кульбах, 1963; Стенарь, 1966, и др.). Высказывалось мнение о существовании связи между вулканизмом и магматизмом, создавшими соответствующие эффузивные и интрузивные натрово-кальциевые серии. При этом характер связи понимается по-разному. М.М. Стенарь (1966) считает, что все гранитоиды магматического генезиса имеют тесную связь с вулканогенными породами как временную, петрохимическую, так и пространственную (по условиям формирования). К магматическим породам М.М. Стенарь относит и плагиогранитоиды жильного материала мигматитов, субстратом которых являются нижнепротерозойские гнейсы. Ю.И. Лазарев (1973а) считает, что синтетектонические с ребольским периодом складчатости гранитоиды диорит-плагиогранитной серии являются возрастным и формационным аналогом кислых эффузивов натрового ряда. Г.О. Глебова-Кульбах (1963) обращает внимание на сходство с вулканитами среднего состава умеренно-кислых натровых гранитоидов, тесно связанных с дифференцированными

Т а б л и ц а    5

Средний количественно-минералогический состав и статистические характеристики  
плагиигранитоидов формации ребольских мигматит-гранитов

Минералы	Гранитоиды Западной Карелии, район оз. Лексозеро (амфиболитовая фация метаморфизма)						Гранитоиды Центральной Карелии, район оз. Сайозеро (эпи- дот-амфиболитовая фация, $n = 49$ )		
	гранодиориты порфиروبла- стические ( $n = 62$ )			плагииграниты ( $n = 35$ )					
	$\bar{X}$	G	V	$\bar{X}$	G	V	$\bar{X}$	G	V
Кварц	24.83	10.80	43.52	33.78	9.48	28.07	35.99	8.93	24.82
Плагииоклаз	50.11	11.42	22.79	47.96	9.77	20.38	37.31	11.07	29.67
Микроклин	14.01	11.66	83.27	12.26	10.40	84.85	17.25	11.04	64.01
Биотит	10.87	6.15	56.63	6.97	5.15	73.88	3.68	3.09	84.01
Мусковит	-	-	-	-	-	-	2.97	2.48	83.42
Эпидот	-	-	-	-	-	-	2.46	3.18	29.11



интрузиями ультраосновных-основных пород. Из перечисленных точек зрения заслуживает внимания лишь последняя, так как речь идет о доскладчатой габбро-плагиогранитной формации. Гранитоиды данной формации, так же как и вулканиты, образуются в период осадконакопления и во время ребольской складчатости вместе с вулканитами гнейсифицируются, превращаясь в ортогнейсы. В отличие от них синтектонические с ребольской складчатостью плагиогранитоиды мигматит-гранитной формации образуются в период общей инверсии после того, как нижнепротерозойские вулканиты претерпели региональный метаморфизм. Таким образом, формирование вулканитов и плагиогранитоидов ребольских мигматит-гранитов происходит в различной тектонической обстановке с разрывом во времени в сотни миллионов лет.

Наиболее правильное объяснение близость составов вулканитов и плагиогранитоидов получила в последние годы (Кратц и др., 1970; Лобач-Жученко и др., 1974). Она считается обусловленной изохимическим характером нижнепротерозойского ультраметаморфизма, в результате которого лопские вулканиты преобразуются в плагиогранитоиды. Обосновывается изохимический характер гранитообразования сопоставлением средних составов вулканитов и плагиогранитоидов.

Хотя существенных различий между химическим составом вулканитов и плагиогранитоидов для Карелии в целом не установлено (Кратц и др., 1970), в свете изложенной выше модели образования орогенических плагиогранитоидов корректнее считать, что процесс является близким к изохимическому. Чисто изохимическим он не может быть, так как мигматитообразование сопровождается локальными калиевым метасоматозом и порфиروبластезом. Но данные процессы не оказывают заметного влияния на средний состав плагиогранитоидов в целом. Это происходит потому, что жильный материал мигматитов составляет небольшой процент от общего объема пород. С другой стороны, при массовом опробовании он, видимо, не всегда пропорционально учитывается. В свою очередь состав метаморфизованных вулканитов отличается от их первичного состава. Так, например, весь калий в метавулканитах и образующихся по ним биотитовых гнейсах содержится в единственном пороодообразующем минерале — биотите, первично-магматический генезис которого сомнителен. Биотит никогда не образует порфировых вкрапленников. Чешуйки его ориентированы в направлении сланцеватости. Содержание биотита в слабометаморфизованных вулканитах пропорционально интенсивности рассланцевания.

Повышенное содержание  $K_2O$  в нижнепротерозойских плагиогранитоидах является единственным существенным отличием химического состава от состава архейских плагиогранитоидов.

Различия их по геологическому положению, как показано выше, существенны. Архейские плагиогранитоиды магматические, тогда как протерозойские мигматит-граниты обязаны своим образованием двум одновременно протекающим процессам — инъекционно-метасоматическому формированию мигматитовых жил и перекристаллизации субстрата. Общность химического состава архейских и нижнепротерозойских плагиогранитов имеет косвенную связь через лопские вулканы андезит-дацитового ряда, за счет преобразования которых формируются ребольские плагиогранитоиды. Сходство состава расплавов архейских плагиогранитоидов и нижнепротерозойских вулканитов может быть обусловлено либо близкими условиями их образования, либо тем, что расплавы вулканитов обязаны своим возникновением плавлению архейских плагиогранитоидов фундамента в раннегеосинклинальную стадию.

Заканчивая характеристику главных типов плагиогранитоидов, следует отметить их главные особенности.

1. Плагиогранитоиды являются наиболее ранними гранитоидами, и первичные магмы, за счет которых они образуются, имеют мантийное происхождение. Благодаря устойчивости их породообразующих минералов в широком интервале температур и давлений гранитоиды сохраняют свой первичный состав при более позднем неоднократном метаморфизме.

2. Плагиогранитоиды являются также главным продуктом раннего нижнепротерозойского гранитообразования. Преобладание формаций эвгеосинклинального типа в составе мощных (многокилометровых) толщ, сформированных в протогееосинклинальный период, объясняет широкую распространенность плагиогранитоидов раннепротерозойских формаций мигматит-гранитов.

## Г р а н и т ы   н о р м а л ь н о г о   р я д а

Граниты нормального ряда подразделяются на позднегеосинклинальные, автономной активизации и посторогенные. Представителями первых двух являются жильные граниты мигматитов ребольской мигматит-гранитовой формации и жильные граниты мигматитов, а также массивы гранитов селецкой мигматит-гранитовой формации. Представителями посторогенных гранитов на территории Карелии являются граниты рапакиви Салминского массива.

Первые граниты нормального ряда появляются в раннем протерозое в период ребольского тектогенеза в виде различных по мощности мигматитовых жил. Они преимущественно распространены в Западной и Центральной Карелии, где наиболее полно сохранились ребольские тектонические структуры. Мигматиты



Т а б л и ц а 6

Количественно-минералогический состав  
нижнепротерозойских жильных гранитов  
нормального ряда

Минералы	Ранненижнепротерозойские (ребольские) граниты ( $n = 27$ )			Поздненижнепротерозойские (селецкие) граниты ( $n = 34$ )		
	$\bar{X}$	G	V	$\bar{X}$	G	V
Кварц	27.36	10.20	37.30	28.29	12.05	42.59
Плагиоклаз	40.12	14.30	35.64	36.75	15.01	40.84
Микроклин	27.95	18.07	64.66	32.02	21.90	68.40
Биотит	2.26	2.49	110.49	2.10	3.66	174.30
Номер плагио- клаза	27	3.31	12.07	27	3.9	14.22
Процент Ort в микроклине	87.83	4.22	4.80	86.16	8.08	9.37
Степень триклин- ности микро- клина	0.92	0.03	3.14	0.82	0.25	30.16

развиты в антиклинальных структурах. Жилы обычно приурочены к тектоническим трещинам, образующимся в раннескладчатый период до развития региональной сланцеватости.

Ребольский период включает не менее трех фаз складчатости (Лазарев, 1973а), с каждой из которых связано внедрение жил. Во время складчатых деформаций жилы вместе с вмещающими породами сминаются в складки, дробятся, испытывают смещения. Граниты превращаются в катаклазиты и бластокатаклазиты. Жилы также приурочены к трещинам скалывания, образующимся в период складчатых деформаций. В комплексе фундамента ранних карелид жилы гранитов приурочены к линейным зонам повышенной проницаемости. В более высоком структурном ярусе, сложенном собственно геосинклинальными вулканогенно-осадочными образованиями, они распространены регионально. Жилы обычно вертикальные или крутопадающие. Как правило, они маломощны. Наиболее распространенная мощность составляет первые десятки сантиметров, реже свыше 1 м. Изредка встречаются малые трещинные интрузии, мощность которых составляет первые десятки метров. Структуры гранитов преимущественно средние- и крупнозернистые, пегматоидные, ре-



же мелкозернистые. Главными породообразующими минералами являются кварц, микроклин, плагиоклаз, биотит (или амфибол). В подчиненном количестве встречаются мусковит, хлорит, эпидот, магнетит. Средний количественно-минералогический состав ребольских гранитов нормального ряда представлен в табл. 6. Кварц и плагиоклаз распределены равномерно, о чем свидетельствуют низкие значения стандартных отклонений и коэффициентов вариации. Менее равномерно распределен микроклин и крайне неравномерно биотит. Мусковит и хлорит обычно приурочены к микротрещинам дробления.

Калиевый полевой шпат имеет первостепенное значение для понимания генезиса гранитов, так как состав и структура его дают информацию о первичном расплаве и об условиях формирования. По структурному состоянию он отвечает промежуточному микроклину, иногда близок к максимальному микроклину. Степень триклинности колеблется от 0.86 до 0.93 при средней степени триклинности 0.92. Среднее содержание ортоклазовой составляющей в микроклине 87.83% при стандартном отклонении 4.22 и коэффициенте вариации 4.80.

Плагиоклаз и биотит, как отмечалось ранее, по составу аналогичны соответствующим минералам вмещающих пород.

Средний химический состав ребольских гранитов нормального ряда представлен в табл. 7. Главной его особенностью по сравнению с ребольскими плагиогранитоидами является более высокое содержание окиси калия, кремнезема и суммы щелочей.

Как уже отмечалось ранее, с формированием ребольских жил гранитов нормального ряда связан калиевый метасоматоз, происходящий в зависимости от состава субстрата либо с повышением щелочности, либо без повышения. Важно отметить, что в ребольский период складчатости не образуется крупных массивов магматических гранитов. Обычно наблюдается площадное развитие мигматитов с той или иной степенью гранитизации субстрата.

Граниты нормального ряда, синтектонические с селецким периодом складчатости, относятся к формации мигматит-гранитов и по геологическому положению подобны ребольским нормальным гранитам. Жилы гранитов также формируются преимущественно в раннескладчатый период и точно так же устанавливается несколько поколений жил. Селецкие граниты широко развиты на всей территории Карелии, при этом существует различие в их тектоническом положении. В районе Северного Приладожья формирование их связано с инверсионным периодом развития геосинклинали. На остальной территории они приурочены к линейным зонам активизации площадей, стабилизация которых происходила в ребольский период складчатости.

Таблица 7

Средний химический состав и стандартные отклонения гранитов нормального ряда

	Количество анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Жильный материал ребольских мигматитов	25	$\frac{72.50}{2.59}$	$\frac{0.20}{0.19}$	$\frac{14.56}{12.45}$	$\frac{0.88}{0.57}$	$\frac{0.96}{0.61}$	$\frac{0.03}{0.01}$	$\frac{0.36}{0.36}$	$\frac{1.63}{1.31}$	$\frac{3.72}{0.86}$	$\frac{4.54}{2.04}$
Жильный материал селецких мигматитов	30	$\frac{71.61}{3.58}$	$\frac{0.10}{0.12}$	$\frac{15.03}{1.65}$	$\frac{0.61}{0.67}$	$\frac{0.86}{0.49}$	$\frac{0.02}{0.02}$	$\frac{0.19}{0.21}$	$\frac{1.07}{0.76}$	$\frac{3.14}{0.84}$	$\frac{6.42}{2.71}$
Селецкие мигматит-граниты	151	$\frac{72.33}{7.44}$	$\frac{0.20}{0.03}$	$\frac{14.33}{1.80}$	$\frac{1.09}{0.56}$	$\frac{1.08}{0.35}$	$\frac{0.03}{0.001}$	$\frac{0.50}{0.16}$	$\frac{1.21}{0.48}$	$\frac{3.31}{0.57}$	$\frac{5.16}{2.07}$
Граниты рапакиви	86	$\frac{71.88}{2.76}$	$\frac{0.27}{0.14}$	$\frac{13.52}{1.23}$	$\frac{1.55}{0.64}$	$\frac{2.10}{0.93}$	-	$\frac{0.33}{0.27}$	$\frac{1.08}{0.57}$	$\frac{2.93}{0.52}$	$\frac{5.15}{1.01}$
Кислые вулканиты сумийско-сариолийского комплекса	22	$\frac{75.44}{3.57}$	$\frac{0.32}{0.21}$	$\frac{12.63}{1.64}$	$\frac{1.22}{1.17}$	$\frac{1.82}{0.78}$	$\frac{0.02}{0.04}$	$\frac{0.41}{0.44}$	$\frac{0.75}{1.28}$	$\frac{1.62}{1.70}$	$\frac{5.88}{2.76}$

Примечание. В числителе - среднее содержание, в знаменателе - стандартное отклонение.

Количественно-минералогический состав жильного материала селецких мигматитов сопоставим с составом соответствующего материала ребольских мигматитов (табл. 6). Главное отличие их состоит в более высоком содержании микроклина и кварца при близких значениях стандартных отклонений и коэффициентов вариации. Калиевый полевой шпат имеет состав и степень триклинности, сопоставимые с калиевым полевым шпатом ребольских нормальных гранитов. Состав плагиоклаза аналогичен составу плагиоклаза субстрата и жильных гранитов ребольских мигматитов. Железистость биотита жильных селецких гранитов аналогична железистости биотита субстрата.

Различие между селецкими и ребольскими нормальными гранитами, кроме более высокого содержания микроклина и кварца в селецких гранитах, состоит также в различных содержаниях бария и стронция в составе микроклина этих гранитов. В микроклине ребольских гранитов концентрация  $BaO$  колеблется от 0.46 до 0.70%, а  $SrO$  — от 0.014 до 0.54%, в то время как в микроклине селецких гранитов  $BaO$  содержится в количестве 0.032–0.37% и  $SrO$  — 0.003–0.049%.

В селецких гранитах значительно разнообразнее состав аксессуарных минералов. Кроме обычных для ребольских гранитоидов апатита, циркона, сфена, магнетита и ортита здесь часто встречаются турмалин, флюорит, берилл, молибденит, шеелит. Химический состав селецких нормальных гранитов близок составу ребольских гранитов (табл. 7). Главное отличие состоит в более высоком содержании щелочей, в частности окиси калия.

Селецкие граниты в отличие от ребольских образуют небольшие массивы, согласные с селецкими структурами, с которыми широко связаны постмагматические процессы (альбитизация, грейзенизация). В сравнении с жильным материалом мигматитов селецкие нормальные граниты массивов содержат меньшее количество окиси калия и более высокие концентрации магния, кальция, железа. Хотя средние содержания окисного и закисного железа в них одинаковы, нередко наблюдается преобладание окисного железа над закисным.

Отмеченные различия между ребольскими и селецкими гранитами нормального ряда, видимо, обусловлены тем, что данные граниты связаны с различными типами регионального метаморфизма. Формирование ребольских гранитов происходит в условиях метаморфизма кианит-силлиманитового типа, селецких гранитов — в условиях метаморфизма андалузит-силлиманитового типа. Различные условия метаморфизма обуславливают различия в условиях формирования гранитного расплава.

В настоящее время имеются результаты многочисленных экспериментальных исследований по моделированию анатексиса



и образования гранитных расплавов. Однако применение экспериментальных исследований к природным условиям осложняется отсутствием для последних равенства  $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$ . Чем больше разница между общим давлением флюида и парциальным давлением воды, тем менее надежна оценка условий анатексиса на основании экспериментальных работ. Поэтому отсутствие достаточно обоснованной количественной модели флюидного режима для различных типов метаморфизма снижает применимость результатов экспериментов для моделирования процессов образования нормальных гранитов и допускает широкие вариации в оценке температуры начала анатексиса.

Не менее существенное влияние на температуру начала анатексиса оказывает общее давление. Так, появление анатектического расплава в экспериментах Луса (Luth, 1964) и Ламберта (Lambert et al., 1969), проводившихся в условиях высоких давлений при полном водонасыщении, происходило при более высоких температурах, чем в соответствующих экспериментах, проводимых при низком давлении (Tuttle, Bowen, 1958). При пересчете экспериментальных кривых для условия  $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$  (Жариков и др., 1972; Глебовицкий, 1973) часть кривой для области высоких давлений заметно смещается вправо в область высоких температур. В результате на кривых обозначается четкий минимум, отвечающий давлению 3,5–6 кбар и температуре 650°. Примерно такие же условия считает Г.М. Беляев (1969) оптимальными условиями анатексиса. Эти условия достигаются при метаморфизме андалузит-силлиманитового типа. При давлении 7–8 кбар, т.е. давлении, при котором протекает региональный метаморфизм на большей части территории Карелии, температура анатексиса превышает 700°. Следовательно, зарождение анатектического расплава может происходить лишь в условиях гранулитовой фации.

На температуру начала анатексиса оказывает влияние также основность исходной породы (Платен, 1967; Piwinski, Wyllie, 1968, 1970). При этом с повышением основности повышается температура начала анатексиса. Большое значение для понимания сущности орогенического гранитообразования имеет установленное названными авторами отсутствие зависимости состава расплава от состава исходной породы. Анатектический расплав лейкократовый и состоит преимущественно из кремнезема и калия даже в том случае, когда порода имеет существенно основной состав с единственным калийсодержащим минералом, представленным биотитом. Фон Платен (1967) объясняет появление калишпатового компонента в анатектическом расплаве инконгруэнтным плавлением биотита. Несмотря на то что гранитные компоненты создают гранитный расплав в очень узком температурном интервале, имеется широкий интервал

температуры, где расплав только незначительно меняет свой состав (Piwinski, Wyllie, 1970). По данным Пивинского и Вилли, чтобы произвести магмы среднего состава с избытком воды, требуется температура порядка  $1000^{\circ}\text{C}$ , а при недостатке воды температура должна быть еще выше. Иными словами, сомнительно образование жидких магматических расплавов среднего состава при позднегеосинклинальном гранитообразовании даже в условиях гранулитовой фации.

Данный вывод хорошо согласуется с фактическим материалом по гранитообразованию для территории Карелии, где жидкий материал мигматитов представлен преимущественно гранитом нормального ряда. Выше было показано, что все породообразующие минералы жильных гранитов, за исключением кварца и микроклина, наследуются из субстрата. Таким образом, интрузируемый расплав обогащен калием и кремнием, что согласуется с результатами экспериментов Пивинского и Вилли. Показания подтверждают также вывод о невозможности образования жил плагиогранитов в результате палингенеза.

Рассмотрев влияние температуры плавления, парциального давления воды, общего давления и состава исходных пород, можно проследить механизм мигматитообразования (формирования жил нормальных гранитов) для ребольского и селецкого тектогенезов. С ребольским периодом складчатости связан региональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа. Метаморфизм протекал в изобарических условиях при давлении 7–8 кбар и характеризовался сложной зональностью от зеленосланцевой амфиболитовой фации. При этом температура не превышала  $650^{\circ}\text{C}$  (Свириденко, 1974). Распространение мигматитов не зависит от степени метаморфизма, т.е. мигматиты должны быть инъекционными. При данном давлении, как уже отмечалось, образование анатектического расплава необходима температура выше  $700^{\circ}\text{C}$ . Следовательно, область зарождения расплава должна находиться ниже области распространения мигматитов. Причиной начала анатексиса может быть падение литостатического давления, которое наиболее вероятно в период общей инверсии. Падение давления в свою очередь вызывает повышение парциального давления воды в поровом флюиде, которое является причиной начала анатексиса. С появлением расплава часть воды мигрирует из порового флюида в расплав. Нарушается равновесие флюид-твердая фаза, которое может быть восстановлено разложением водосодержащих минералов. Если скорости насыщения расплава водой будет аналогичной скорости восстановления  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  в поровом флюиде, соответствующего условиям глубинности, т.е. при наличии равновесия между  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  порового флюида и  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  расплава, гранитоиды могут кристаллизоваться на месте образования расплава. Действительно, среди архей



разований иногда встречаются небольшие массивы гранитов ормального ряда (гранито-гнейсов). Но ограниченность распространения подобных массивов свидетельствует о том, что такое равновесие, видимо, устанавливается редко. При отсутствии равновесия недосыщенный водой расплав мигрирует вверх (Соболев др., 1970) до полного водонасыщения. Преимущественная приоченность мигматитов к амфиболитовой фации с данных позиций может быть объяснена тем, что именно в этих условиях происходит полное водонасыщение расплава и он теряет способность к дальнейшему перемещению. С формированием данных гранитов повсеместно наблюдается осветление вмещающих комплексов, обусловленное образованием магнетита за счет биотита. Этот процесс может рассматриваться как обезвоживание вмещающих пород под влиянием перегретого гранитного расплава. Рассматриваемые бедные водой расплавы из-за умеренной интенсивности теплового потока при метаморфизме кианит-силлиманитового типа не образуются в больших объемах. Объясняется это тем, что для поддержания плавления необходим достаточно высокий приток тепла. Кроме того, количество выплавившегося расплава в условиях, где  $P_{H_2O} < P_{общ}$ , зависит также от содержания воды (Luth, 1969), которой при метаморфизме кианит-силлиманитового типа недостаточно.

С селецким периодом складчатости связан метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, характеризующийся высоким термическим градиентом. Наиболее подробно он изучен в зоне Северного Приладожья (Нагайцев, 1965; Судовиков и др., 1970; Глебовицкий, 1973). Метаморфизм протекал при давлении 8 кбар с горизонтальной зональностью от зеленосланцевой гранулитовой фации. Появление мигматитов (Глебовицкий, 1973) происходит на границе гранат-силлиманит-биотит-мусковитовой и гранат-кордиерит-ортоклазовой субфаций. Для моделирования анатексиса в условиях метаморфизма андалузит-силлиманитового типа вполне применимы результаты экспериментальных работ, так как  $P_{H_2O}$  здесь достигает  $0.8 P_{общ}$ . На кристаллы, пересчитанных с учетом различия  $P_{H_2O}$  и  $P_{общ}$  (Жаринов др., 1972; Глебовицкий, 1973), условия мигматитообразования в Северном Приладожье отвечают минимуму. Следовательно, образование анатектического расплава здесь возможно на этапе формирования жил. Благодаря зависимости температуры плавления от состава исходных пород широким распространением пользуется выборочный анатексис.

Главное геохимическое отличие гранитов, образующихся в различных типах метаморфизма, состоит в том, что при гранитообразовании в условиях метаморфизма кианит-силлиманитового типа не установлены постмагматические процессы, в то время как граниты, образование которых связано с метаморфиз-



мом андалузит-силлиманитового типа, нередко альбитизированы иногда грейзенизированы и содержат широкий набор акцессорных минералов. Причиной, видимо, является различный флюидный режим при анатексисе.

Постороженные граниты нормального ряда (граниты рапакиви) слагают Салминский массив, приуроченный к протяженному глубинному разлому, разделяющему Восточно-Финляндскую синклинальную зону и Фенно-Карельское поднятие (Свириденко, 1968б). Область залегания Салминского массива представляет собой напряженный тектонический узел, характеризующийся однократными вертикальными подвижками, одновременно с которыми происходило внедрение магмы рапакиви. Салминский массив является дискордантным к структурам вмещающих пород и представляет собой сложный плутон, образовавшийся при пятикратном внедрении магмы рапакиви. В его составе выделяются следующие интрузивные фазы (от ранних к более поздним): выщелоченный, равномернозернистый биотитовый гранит, питектит, неравномернозернистый участками порфировидный гранит, крупнозернистый порфировидный гранит с мелкозернистой основной массой. Контакты между гранитами перечисленных фаз интрузивные.

Все разновидности гранитов рапакиви существенно калишпатовые. Калиевый полевой шпат в основном слагает свыше 50% породы, в то время как на долю плагиоклаза приходится в среднем около 10%. Граниты рапакиви преимущественно пероксидные. Количественно-минералогический состав их довольно устойчив. Кроме кварца, калишпата, плагиоклаза, биотита, роговой обманки в них встречаются единичные зерна фаялита и денбергита. Для породообразующих минералов характерны сложные взаимоотношения, обусловленные главным образом наличием нескольких генераций отдельных породообразующих минералов и реакционными взаимоотношениями между ними.

Средний химический состав гранитов рапакиви близок к этому составу селецких гранитов (табл. 7), отличаясь более высоким содержанием железа. Состав различных разновидностей рапакиви четко разделяется по соотношению щелочей. В основных разновидностях отношение  $K_2O / Na_2O$  в среднем составляет около 2; в равномернозернистых гранитах оно колеблется от 1.3 до 2, в среднем составляет 1.6, в неравномернозернистых гранитах это отношение варьирует от 0.9 до 2.6. В целом по химическому составу различные разновидности гранитов рапакиви близки между собой и отличаются по щелочнометаллическому составу.

Спецификой гранитов рапакиви является высокая температура начала кристаллизации (900–1000°C), что предполагает глубокий генезис магмы. Температура регионального метаморфизма не превышает 900°C, следовательно, генерация гранитов рапакиви лежит ниже области регионального метаморфизма.

морфизма. Об этом свидетельствует и геологическое положение массива, а именно - отсутствие связи с региональным метаморфизмом и складчатостью и приуроченность к глубинному заложению.

Одной из характерных особенностей гранитов рапакиви является присутствие в их составе железистых силикатов (фаялит, геденбергит, железистая роговая обманка, железистый биотит) и окислов железа (магнетит, гематит). Такая ассоциация минералов свидетельствует о влиянии парциального давления кислорода на ход кристаллизации магмы рапакиви. Кристаллизация ее осуществлялась в условиях закрытой буферированной системы и протекала равновесно в широком температурном интервале. В процессе кристаллизации силикатный расплав постепенно переходил в гидротермальный раствор. Данный механизм кристаллизации способствовал накоплению целого ряда редких элементов (олово, иттрий и др.).

Граниты нормального ряда, несмотря на близость их химического состава, как вытекает из вышеизложенного, существенно отличаются по минералогическому составу и геохимическим особенностям в зависимости от своего геологического положения. Кроме резкого различия между посторогенными и орогенными гранитами, существуют и определенные различия между орогенными гранитами, обусловленные их генетической связью с различными типами регионального метаморфизма.

От раннего протерозоя к позднему увеличивается объем расплавления гранитного расплава и соответственно увеличиваются площади, занимаемые гранитами нормального ряда. Повышается геохимическая специализация гранитов на ряд редких элементов.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ И ВРЕМЕННОЕ  
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА И СВОЙСТВ  
ГРАНИТОИДОВ

М е т о д ы   в ы я в л е н и я  
п р о с т р а н с т в е н н ы х   з а к о н о м е р н о с т е й

При геологическом изучении больших площадей, сложенных разнообразными мигматитами и гранитоидами, помимо выделения разновозрастных формаций исследователи сталкиваются с необходимостью отыскания пространственных закономерностей в вариациях их свойств и состава, которые можно было бы связать с механизмом формирования гранитоидов. В настоящее время наилучшим способом выявления таких скрытых закономерностей являются методы тренд-анализа.

После появления первых идей о методах анализа случайных полей в геофизике (Oldham, Sutherland, 1955; Orant, 1957) и первых применений аппроксимации площадных данных в литологии (Krumbein, 1956; Miller, 1956), в связи с которыми в литературе начал фигурировать термин „тренд“, различные варианты тренд-анализа стали широко использоваться геологами при картировании различных характеристик пород (Krumbein, 1959a, 1959b; Whitten, 1960; Вистелиус, Яновская, 1963; Agterberg, 1964; Vistelius, 1966; Häkli, Kerola, 1966, и др.). Непосредственно для решения проблем происхождения гранитоидов и выявления закономерностей строения гранитных массивов тренд-анализ впервые применялся Е.Г.Т. Уиттенем (Whitten, 1960, 1961, 1964), в работах которого наглядно иллюстрируется эффективность такого подхода.

Большое количество опубликованных работ, связанных с применением тренд-анализа, исключает необходимость изложения методики вычислений, поэтому ниже кратко рассматриваются только основные ее моменты.

Для изучения распределения состава и некоторых свойств гранитоидов рассматриваемых формаций на территории Карелии использовались две модификации тренд-анализа: аппроксимация экспоненциальными полиномами и скользящее усреднение.

Выбор экспоненциального полинома в качестве аппроксимирующей функции основывается (Вистелиус, Яновская, 1963)



на его свойствах: полином неотрицателен, трансформирует наблюдаемые асимметричные распределения к более удобному виду, обеспечивает простоту реализации вычислительной процедуры. Для нахождения поверхностей тренда различных порядков (от первого до пятого) использовалась программа, составленная Г.Н. Аркановым, реализующая на ЭЦВМ „Минск-32” аппроксимацию фактических содержаний окислов или результатов измерения свойств гранитоидов в точках с условными координатами, указанными экспоненциальными полиномами. Расположение точек опробования определялось реальными возможностями и закономерностями локализации отдельных формаций гранитоидов, поэтому результаты в некоторых случаях могут быть не вполне удовлетворительными. Однако авторы надеются, что полученные результаты и их согласие с независимо полученными геологическими выводами могли сказаться только на утере, но не на искажении части информации, тем более что поверхности тренда, выходящие за пределы опробованных областей, не учитывались при обсуждении.

Вопросы устойчивости решений при построении поверхностей тренда данного вида рассматривались с учетом рекомендаций М.Д. Белонина (Белонин, Жуков, 1968) и М.А. Романовой (1968). Для проверки устойчивости применялось также построение поверхностей для разного количества исходных точек наблюдений, при котором обнаружилось достаточное согласие рисунков изолиний. Оценка значимости получаемых закономерностей, как обычно в статистике, осуществлялась посредством среднеквадратичных отклонений в предположении нормальности самих отклонений.

В различных случаях использовались тренды разных порядков, по геологическим соображениям лучше иллюстрирующие получаемые закономерности. Следует здесь отметить, что аппроксимирующая функция независимо от ее выбора накладывает жесткие ограничения на аналитический вид закономерностей, подлежащих выявлению, поэтому параллельно с аппроксимационным аппаратом постоянно использовался способ обнаружения закономерностей путем скользящего усреднения.

Скользящее усреднение при достаточно большом числе равномерно распределенных точек наблюдений является довольно эффективным способом получения тренда, тем более что процедура усреднения почти точно совпадает с операциями, применяемыми для нахождения сглаживающей функции, единственным ограничением которой является необходимость удовлетворять известному уравнению Лапласа (Зайдель, 1963). В соответствии с последними положениями разработано несколько вариантов сглаживания (Романов, Арканов, 1973).

Исходными данными сглаживания являются значения анализируемой величины, отнесенные к ближайшим узлам квадратной сетки прямоугольного формата, покрывающей изучаемую площадь. Расположение и шаг которой подбираются опытным путем. Сглаживание осуществляется последовательным переходом от узла к узлу вдоль линий сетки таким образом, что каждому узлу присваивается среднее значение для соседних узлов. После такого „обхода“ всех узлов сетки процедура повторяется до тех пор, пока изменение значений величины в узлах при двух последовательных итерациях не будет превосходить заданного малого числа; или же количество итераций определяется заранее. Варианты сглаживания различаются по способу задания граничных условий – точек, значения в которых фиксируются на определенном этапе процедуры. В зависимости от граничных условий получаются следующие виды поверхностей тренда.

1. „Полный“ тренд, при вычислении которого фиксируются точки с эмпирическими данными, что обеспечивает интерполяцию для промежуточных узлов и экстраполяцию на границы сетки.

2. „Сглаженный“ тренд, исходными для вычисления которого являются значения в узлах на границах сетки, полученные при вычислении „полного“ тренда. Эти значения фиксируются и обеспечивают получение поверхности, удовлетворяющей уравнению Лапласа при заданных граничных условиях. Этот вид тренда иногда называется „тепловым“.

3. Тренд „отклонений“, представляющий собой разность „полного“ и „сглаженного“.

4. Тренд скользящего среднего, получаемый путем скользящего усреднения „полного“ тренда без какой-либо фиксации значений с заданным числом итераций.

Во всех случаях автоматически выводящиеся схемы изолиний имеют переменный шаг между изолиниями, величина которых определяется посредством частотного анализа исходных данных.

Легко заметить, что перечисленные процедуры должны приводить и приводят к разным результатам. „Полный“ тренд, только интерполирующий фактические данные, при большом количестве последних дает весьма сложную картину, с трудом поддающуюся анализу. „Сглаженный“ тренд, напротив, представляет собой сравнительно однородную поверхность, все „возмущения“ которой исходят от границ области, где располагаются фиксированные точки. Тренд „отклонений“ абсолютно однороден на границах, но в центре сохраняет сложность „полного“. Тренд скользящего среднего при разумном выборе числа итераций способен, по-видимому, лучше отражать объективные закономерности. Все указанные виды поверхностей тренда, вычисленные по



программе Е.М. Романова на ЭЦВМ „Минск-32“, как будет видно из последующего, содержат ту или иную объективную информацию и могут использоваться в геологических целях.

## Т р е н д ы   а р х е й с к и х   г р а н и т о и д о в

Гранитоиды архея представляют особый интерес, потому что закономерности распределения их состава по сути дела являются закономерностями распределения состава первичной континентальной земной коры. Как на Балтийском щите (Батиева, Бельков, 1968; Лобач-Жученко и др., 1974; Свириденко, 1974), так и на других щитах (Мошкин и др., 1968; Равич, 1968; Петрова и др., 1971; Крылова и др., 1972) наиболее древние архейские гранитоиды представлены преимущественно плагиогнейсами и плагиогранито-гнейсами, плагиогранитоидами (гиперстеновыми, биотитовыми, биотит-амфиболовыми), характеризующими догеосинклинальный период развития. Благодаря тому что основными пороодообразующими минералами гранитоидов являются минералы, устойчивые в широком интервале температуры и давления (кварц, средний плагиоклаз, биотит, роговая обманка), гранитоиды сохраняют свой состав при протерозойском метаморфизме. Главное их изменение состоит в разгнейсовании. Исключение представляет гиперстен, замещающийся биотитом, но, как было показано выше, содержание его в энтербитах составляет менее 5% породы (табл. 2). Следовательно, этот процесс не оказывает существенного влияния на химический состав гранитоидов.

В процессе нижнепротерозойского ультраметаморфизма архейские плагиогранитоиды вдоль отдельных линейных зон обогащаются микроклином. Но микроклинизированные плагиогранитоиды в настоящей работе не учитывались, так как они характеризуют не первичный состав, а наложенный процесс нижнепротерозойской микроклинизации. При этом время микроклинизации определялось по связи с тектоническими структурами (Свириденко, 1974). Поэтому у нас нет оснований сомневаться в том, что закономерности распределения состава, охарактеризованные трендом архейских гранитоидов, имеют первичный характер. Но интерпретация его затруднена. Как отмечалось ранее, большинство исследователей склонно считать наиболее ранние архейские гранитоиды первично-магматическими образованиями. Данный вывод в определенной мере является ключом к интерпретации. На современном эрозионном срезе плагиогранитоиды слабают отдельные, часто мелкие, разрозненные блоки и купола и почти повсеместно смяты в более поздние (нижнепротерозойские) складки. Несмотря на то что приводимая ниже характери-



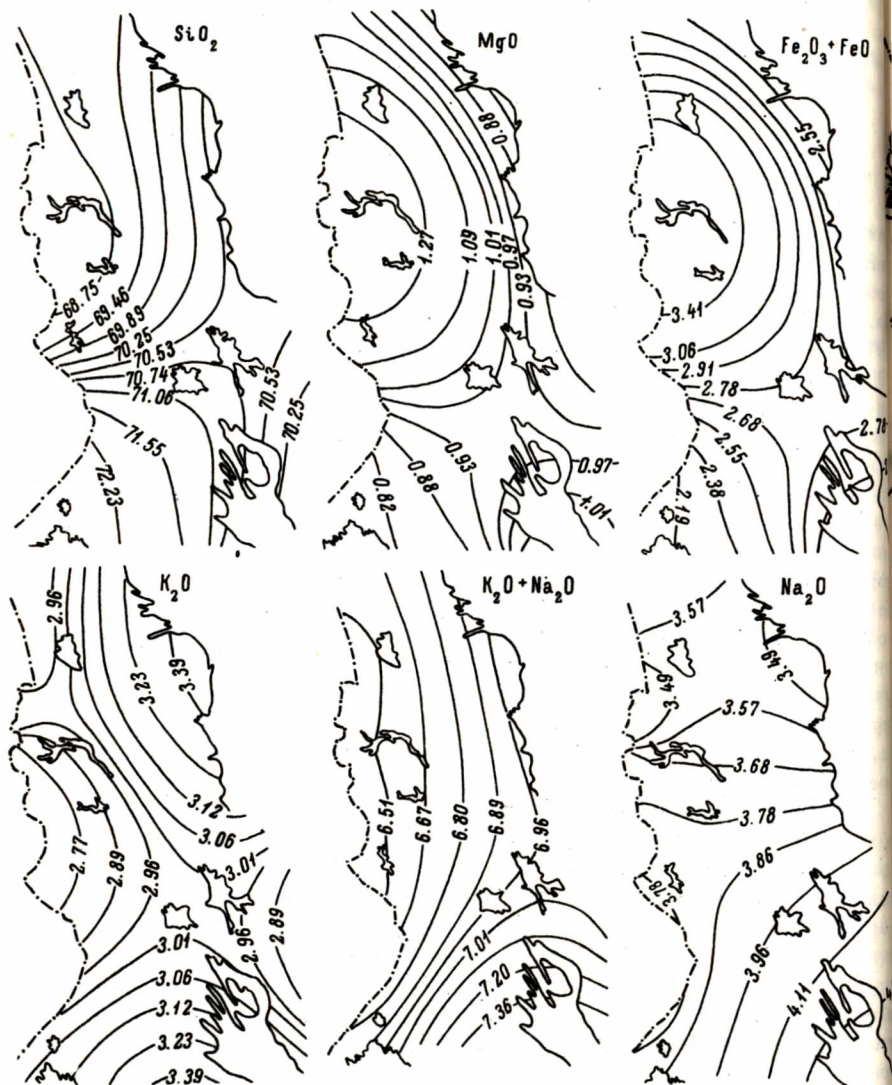


Рис. 11. Тренд-поверхности сглаженного тренда породообразующих окислов архейских гранитоидов.

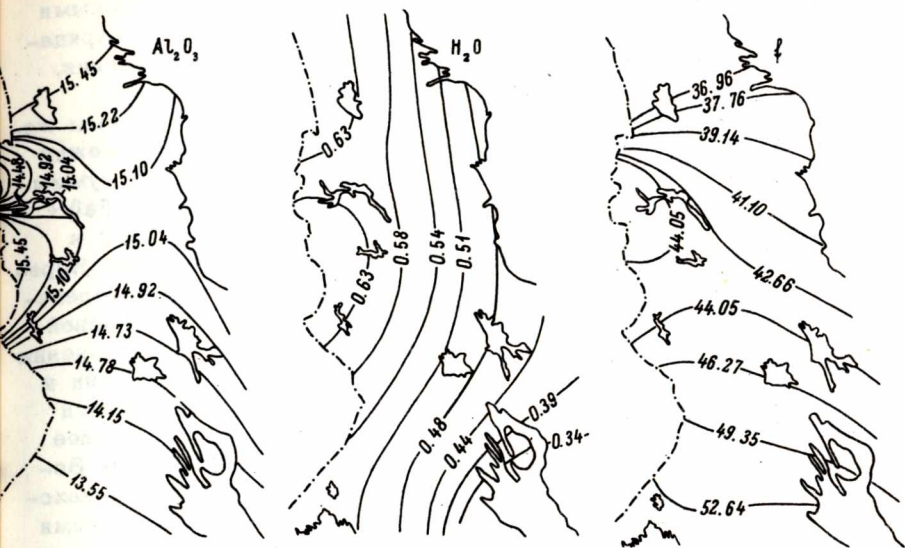


Рис. 11. (продолжение).

стика пространственного распределения состава архейских гранитоидов носит описательный характер, выявленные закономерности представляют интерес как фактический материал, характеризующий закономерности пространственного распределения первичного состава наиболее ранних гранитоидов, являющихся преобладающими породами первичной континентальной земной коры.

Ввиду того что архейские гранитоиды неравномерно распределены по площади, для выявления пространственного распределения их состава используется „тепловой” тренд.

Наиболее информативным окислом гранитов является  $\text{SiO}_2$ , поскольку он служит главным показателем „гранитности” или приближения состава породы к граниту. Фоновые концентрации  $\text{SiO}_2$  (70.53–70.74%) приурочены к району оз. Выг, где развит комплекс однородных биотитовых плагиогранитов с редкими линзами амфиболитов. Фоновые концентрации  $\text{SiO}_2$  приурочены также к западному побережью Белого моря. Концентрации выше фоновых тяготеют к Северному Приладожью. Минимальные концентрации  $\text{SiO}_2$  (менее 68.75%) приходятся на территорию Западной и Северной Карелии, расположенную западнее оз. Топозеро вдоль границы с Финляндией и включающую систему озер Куйто (рис. 11). Низкие концентрации кремнезема в гранитоидах

Западной и Северной Карелии подчеркиваются отрицательными аномалиями тренда отклонений  $\text{SiO}_2$ . Устанавливается отрицательная корреляция тренда  $\text{SiO}_2$  с трендами окисей магния, железа, марганца, кальция и титана.

В качестве примера приведем тренды магния и суммы железа (рис. 11). Наблюдается отрицательная корреляция между аномалиями тренда  $\text{SiO}_2$  и аномалиями трендов  $\text{MgO}$  и суммы железа. Минимумам  $\text{SiO}_2$  отвечают максимумы  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  и, наоборот, максимумам  $\text{SiO}_2$  — минимумы  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ . Таким образом, для архейских гранитоидов Карелии характерна пространственная неоднородность в распределении главных породообразующих окислов. Гранитоиды Западной и Северной Карелии имеют более основной состав по сравнению с гранитоидами побережья Белого моря, Восточной Карелии и Приладожья. Архейский комплекс фундамента ранних карелид Западной Карелии, как уже отмечалось, в целом имеет более основной состав по сравнению с аналогичным комплексом Восточной Карелии (оз. Выг). Плагиигранито-гнейсы здесь находятся в тесной пространственной ассоциации с пироксеновыми амфиболитами и двупироксеновыми кристаллическими сланцами. Плагиигранитоиды района оз. Выг более лейкократовые и однородные. Лейкократовость их хорошо отражена на тренде  $\text{H}_2\text{O}^+$  (рис. 11), поскольку вода входит в состав темноцветных минералов, и, следовательно, пониженные концентрации воды фиксируют области пониженной концентрации темноцветных силикатов. Сглаженный тренд  $\text{H}_2\text{O}^+$  показывает тенденцию постепенного уменьшения  $\text{H}_2\text{O}^+$  с запада на юго-восток. Тренд отклонения характеризуется преобладанием области положительной аномалии, которая составляет всю южную часть Карелии и затем, сужаясь, тянется полосой северо-западного направления (рис. 12).

Соотношение закисного и окисного железа определяется трендом коэффициента окисленности железа. Сглаженная поверхность тренда выявляет постепенное повышение коэффициента окисленности с северо-востока на юго-запад.

Для архейских гранитоидов существенно различаются тренды  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ . Сглаженная поверхность тренда  $\text{Na}_2\text{O}$  характеризует возрастание его концентраций с севера на юго-восток. Тренд отклонения  $\text{Na}_2\text{O}$  сопоставим с соответствующим трендом  $\text{SiO}_2$ . Тренд  $\text{K}_2\text{O}$  более дифференцирован. Минимальные концентрации сглаженного тренда  $\text{K}_2\text{O}$  приходятся на территорию Западной и Северной Карелии, примыкающей к границе с Финляндией, максимальные — на побережье Белого моря, Восточную и Южную Карелию. Различия в пространственном распределении  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ , видимо, обусловлены вхождением их в различные породообразующие минералы и подчиненным развитием или отсутствием микроклина. Тренд суммы щелочей со-



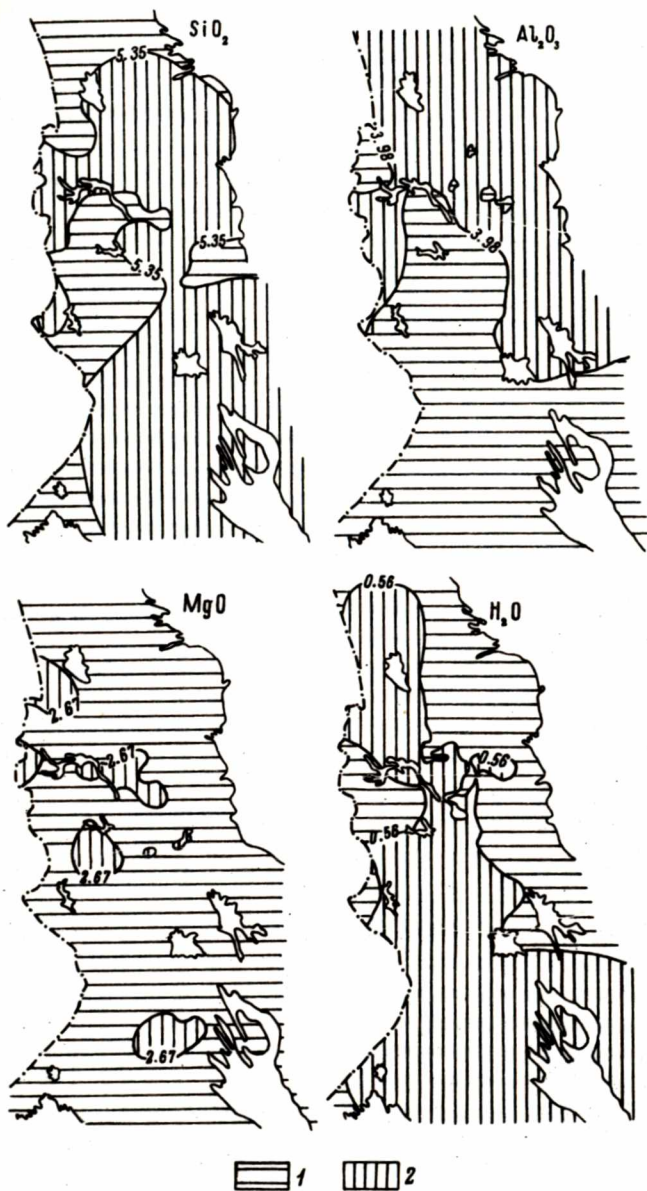


Рис. 12. Тренд-поверхности отклонения породообразующих оксидов архейских гранитоидов.

1 - области положительных аномалий; 2 - области отрицательных аномалий.

поставим с трендом  $K_2O$ , несмотря на то что  $Na_2O$  количественно преобладает. Минимальные концентрации щелочей также относятся к Западной и Северной Карелии.

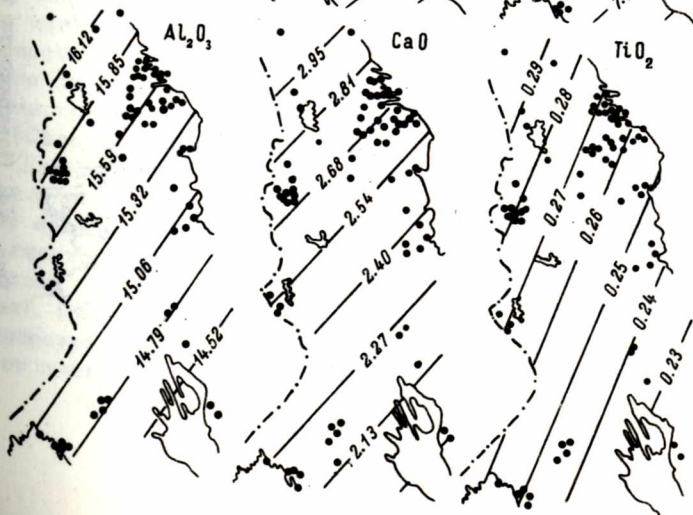
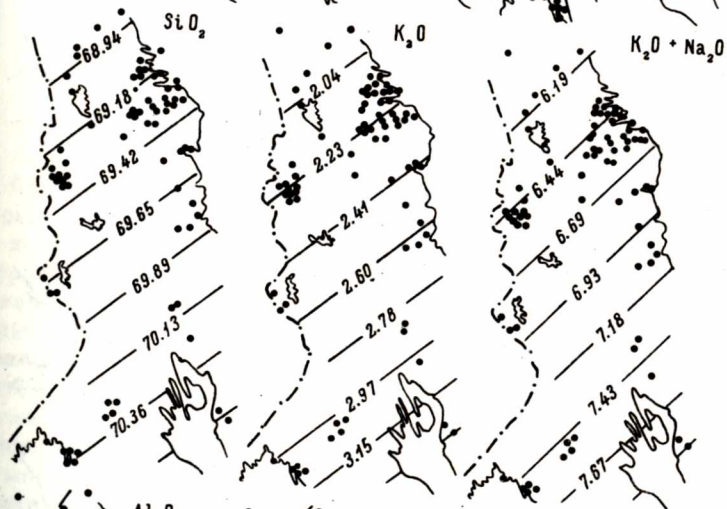
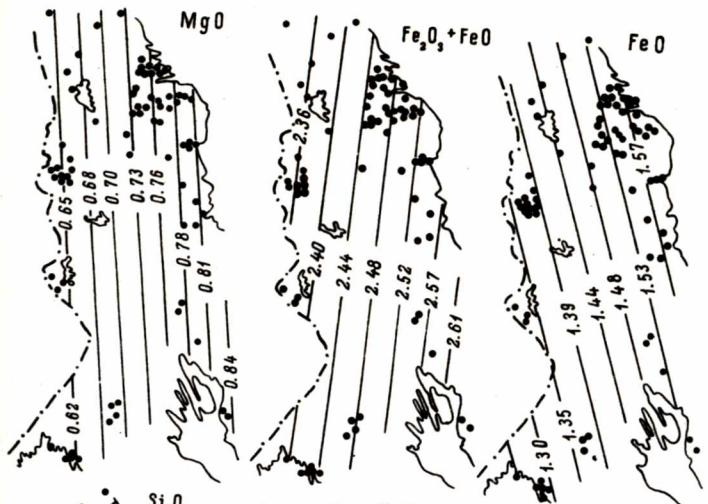
Тренд глинозема не коррелируется с другими трендами. Повышенные концентрации характерны для Северной, Западной и Центральной Карелии. Пониженные концентрации тяготеют к югу. Тренд отклонения также показывает пониженные концентрации  $Al_2O_3$  в южной части Карелии (рис. 12).

На рассмотренных выше трендах архейские гранитоиды Приладожья сопоставлялись с гранитоидами побережья Белого моря. Для тех и других характерны повышенные концентрации  $SiO_2$  и щелочей и пониженные концентрации железа и магния. По распределению глинозема они существенно различаются. Тренд отклонений  $Al_2O_3$  также фиксирует положительную аномалию на северо-востоке Карелии. Архейские гранитоиды Приладожья по сравнению с гранитоидами побережья Белого моря характеризуются более высокой степенью окисленности железа. Тренды архейских гранитоидов в целом обнаруживают две основные тенденции максимальной изменчивости: а) слабо выдержанная субширотная с отклонением к юго-западу-северо-востоку (изолинии меридиональные), б) субмеридиональная с отклонением к юго-востоку-северо-западу (изолинии субширотные). Если экстраполировать установленное соотношение нижнепротерозойских тектонических структур с соответствующими трендами, то можно предположить, что в архее на территории Карелии существовало по крайней мере два блока со своими специфическими закономерностями пространственного распределения состава гранитоидов.

Наиболее общие закономерности пространственного распределения породообразующих окислов, исключая влияние геохимической специфики гранитоидов отдельных зон, устанавливает первый порядок тренда (рис. 13). Для  $SiO_2$ ,  $K_2O$  и суммы щелочей наблюдается постепенное увеличение концентраций с северо-запада на юго-восток;  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  и  $TiO_2$  обнаруживают обратную тенденцию, т.е. увеличение концентраций с юго-востока на северо-запад.

Для большей информативности пространственного распределения состава архейских гранитоидов рассмотрим четвертый порядок тренда некоторых нормативных минералов с учетом неравномерности точек опробования. Наибольший интерес представляет распределение нормативных кварца и ортоклаза. Нормативные темноцветные минералы объединены под названием „темноцветный индекс“ (рис. 14).

Рис. 13. Поверхности тренда первого порядка для породообразующих окислов архейских гранитоидов.





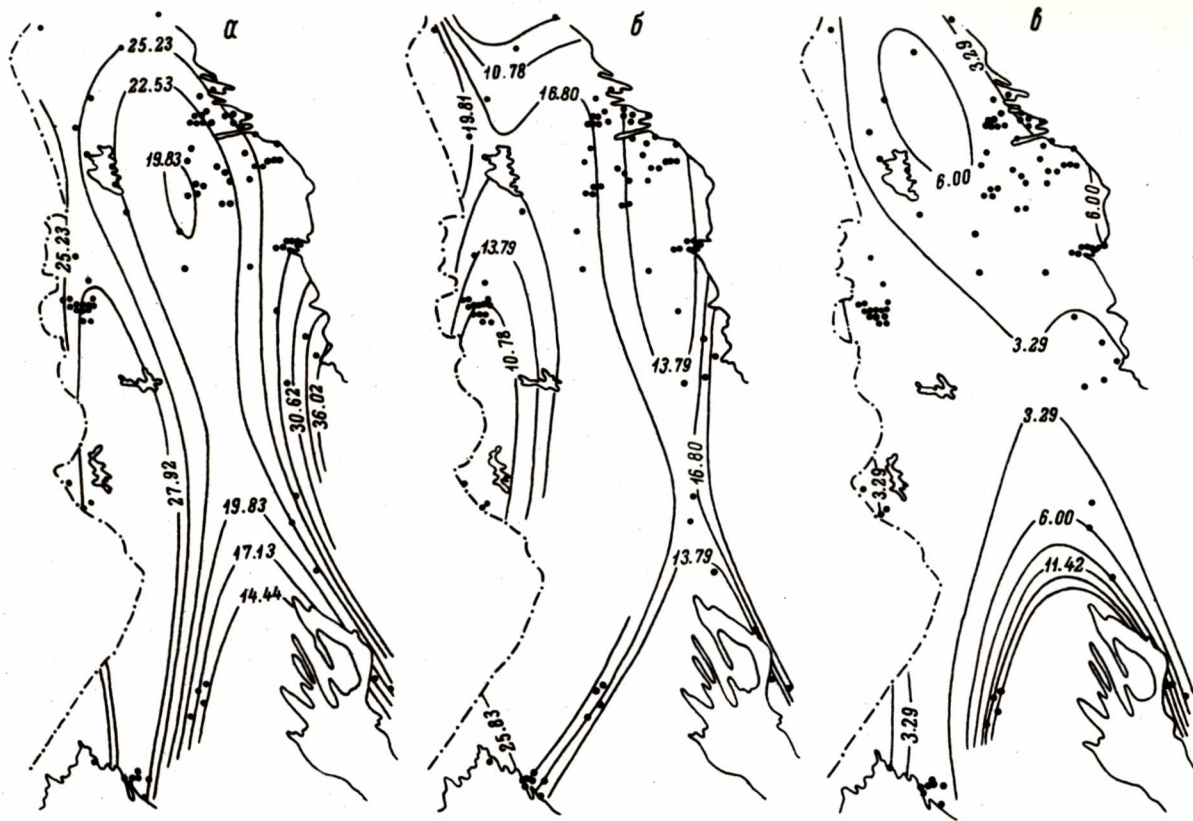


Рис. 14. Поверхности тренда четвертого порядка для некоторых нормативных минералов архейских гранитоидов.

Распределение нормативного кварца подтверждает более кислый состав гранитоидов побережья Белого моря и Восточной Карелии по сравнению с гранитоидами Западной Карелии. В отличие от рассмотренного выше теплового тренда  $SiO_2$  тренд нормативного кварца характеризуется областью пониженных концентраций в центральной части, проходящей через всю Карелию в северо-западном направлении. Но эта область недостаточно подкреплена фактическим материалом, поэтому достоверным может считаться лишь минимум в ее северной части. Тренд цветного индекса близок к изотропному. Концентрации его на большей части территории Карелии колеблются от 3,29 до 6%. Тренд нормативного ортоклаза имеет пониженные концентрации в Западной и Северной Карелии. На остальной территории он близок к изотропному. Колебание концентраций наблюдается преимущественно в интервале 13,8–16%.

## Тренды нижнепротерозойских гранитоидов

### Ребольские гранитоиды

Гранитообразование, синтектоническое с ребольским периодом складчатости, является орогеническим. Магматический процесс при ребольском гранитообразовании в отличие от архейского играет подчиненную роль и участвует лишь в формировании жил инъекционных мигматитов и связанных с ними небольших трещинных интрузий. Большая часть регионально развитых плагиогранитоидов (теневого мигматитов), как показано выше, образуется в результате близкой к изохимической или метасоматической перекристаллизации нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных комплексов. Таким образом, при образовании ребольских мигматит-гранитов в той или иной мере наследуется состав нижнепротерозойского субстрата. Следовательно, тренд ребольских гранитоидов должен в той или иной степени определяться составом вулканогенно-осадочных образований лопия. Состав гранитоидов зависит также от их структурной локализации (Свириденко и др., 1971).

Главнейшими элементами тектонического строения территории в лопийское время (рис. 9) считаются (Соколов и др., 1973) архейская платформа Беломорского блока, ограничивающая геосинклинальную область с северо-востока, геосинклинальный пояс и океаническая область (район современного Приладожья). При этом центральные зоны геосинклинального пояса интерпретируются как вулканическая островная дуга, отделенная от платформы внутренним бассейном.

Самые общие закономерности пространственного распределения для ряда окислов ( $MgO$ ,  $MnO$  и сумма железа), устанавливаемые первым порядком тренда, наследуются от архейских гранитоидов. Для них сохраняется тенденция увеличения концентраций с запада на восток. Остальные окислы имеют другие закономерности пространственного распределения. Концентрации  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  и коэффициент окисленности железа увеличиваются от океанической области в направлении архейской платформы (рис. 15). Концентрации  $K_2O$ , суммы щелочей,  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  имеют противоположную тенденцию в распределении. Концентрации их увеличиваются в направлении от архейской платформы к океанической плите. Концентрации  $FeO$  и  $CaO$  увеличиваются с севера на юг, а концентрация  $Na_2O$  — с северо-запада на юго-восток. Установленные закономерности не могут считаться значимыми статистически (стандартное отклонение больше разницы между значениями максимальной и минимальной изолиний), но геологически они не лишены смысла. Например, представляется вполне логичным увеличение концентрации  $SiO_2$  в направлении к архейской платформе, являющейся областью сноса и сложенной главным образом архейскими гранитоидами. Для ребольских гранитоидов в отличие от архейских характерно довольно равномерное распределение по площади и достаточно хорошая обеспеченность тренда фактическим материалом. Для выявления закономерностей пространственного распределения состава гранитоидов используется четвертый порядок тренда, поскольку установленные им закономерности являются статистически значимыми.

Анализ поверхностей тренда ряда окислов показывает (рис. 16), что гранитоиды действительно в большой мере наследуют состав гранитизируемых лопийских вулканогенно-осадочных пород, т.е. закономерности пространственного распределения их состава определяются закономерностями распределения по площади различных по составу вулканогенно-осадочных образований лопия. Так, тренд  $SiO_2$  показывает концентрации ниже фоновых в Восточно-Карельской зоне карелид с тенденцией уменьшения концентраций в северо-восточном направлении. Данная территория на фациально-тектонической схеме (рис. 9), составленной ранее вычислениями тренда (Соколов и др., 1973), характеризуется повышенными мощностями толщи основных вулканитов. Резкое снижение концентрации  $SiO_2$  наблюдается также в направлении Ладожского озера, что соответствует повышению мощностей толщи основных вулканитов в этом направлении (рис. 7). Небольшое снижение концентрации  $SiO_2$  приурочено к полосе Хаутаваара-Чалка и прилегающей территории. Разрез лопия в районе Хаутаваары характеризуется примерно равным соотношением кислых и основных вулканитов. Более низкими





Рис. 15. Поверхности тренда первого порядка для порообразующих окислов ребольских гранитоидов.

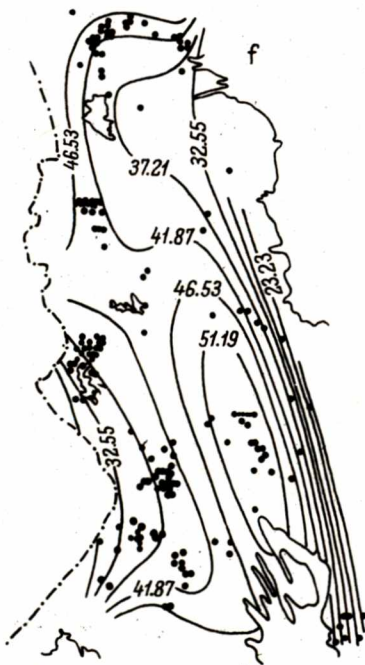
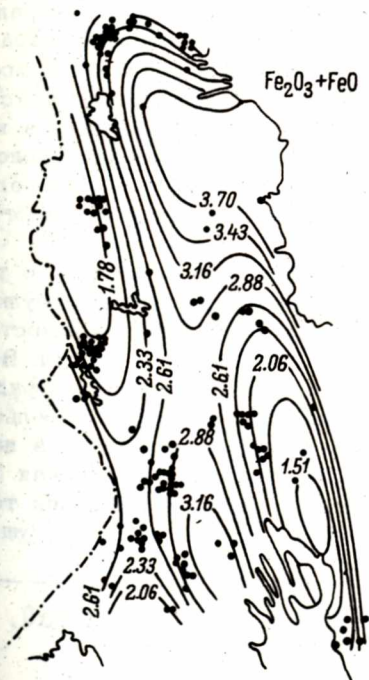
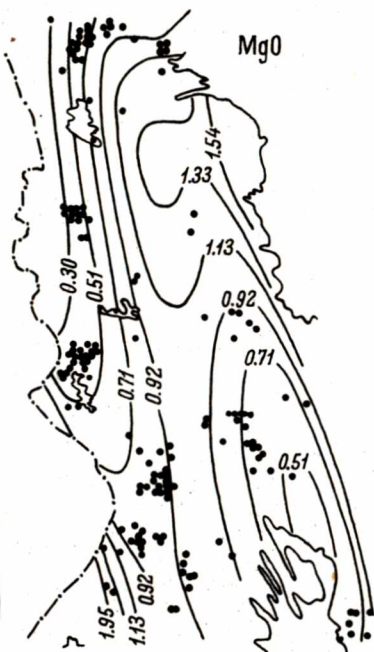
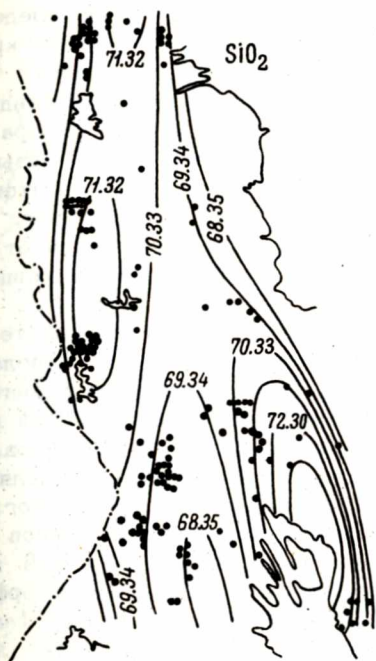
концентрациями  $\text{SiO}_2$  отличаются также районы с максимальными мощностями толщи основных вулканитов на границе с Финляндией в Западной и Северной Карелии. Зона максимальных концентраций  $\text{SiO}_2$  проходит полосой северо-западного простирания от восточного берега Онежского озера через Центральную и Западную Карелию в район оз. Соколозеро. Для данной территории характерны минимальные мощности толщи основных вулканитов и максимальные мощности толщи кислых вулканитов (рис. 7). Тренд  $\text{SiO}_2$  хорошо коррелируется с трендами  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{MnO}$ . При этом максимумам  $\text{SiO}_2$  соответствуют минимумы перечисленных окислов.

В качестве примера приводятся тренды  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  Восточно-Карельский максимум (рис. 16)  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  заходит далеко на север, объединяя, таким образом, восточную и северную зоны повышенных мощностей толщи основных вулканитов, показанных на рис. 7. Наблюдается также тенденция повышения содержания  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  на юго-запад в направлении Ладожского озера. Северо-западной зоне максимальных концентраций  $\text{SiO}_2$  соответствует аналогичная по направлению зона минимальных концентраций  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ . Как видно из рис. 16, тренды  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  ребольских гранитоидов очень похожи между собой. Различие между ними заключается лишь в более сложной поверхности тренда  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  западнее Онежского озера. Из сопоставления перечисленных трендов со схемами распределения мощностей различных частей разреза лопийских вулканогенно-осадочных образований совершенно очевидно, что состав ребольских мигматит-гранитов определяется суммарной основностью и соотношением составов вулканогенно-осадочных образований, по которым они развиваются.

Тренд коэффициента окисленности железа  $f$  устанавливает геохимическую специфику гранитоидов различных зон. Сопоставляя данный тренд с вышеохарактеризованными, приходим к заключению, что повышенная степень окисленности железа характерна для гранитоидов зоны с максимальными концентрациями  $\text{SiO}_2$  и минимальными концентрациями  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{TiO}_2$ .

Тренд  $\text{CaO}$  ребольских гранитоидов близок к изотропному (рис. 17). Главным минералом, концентрирующим кальций, является плагиоклаз, так как спорадически встречающаяся роговая обманка составляет обычно не более 5% породы. Основность плагиоклаза ребольских гранитов устойчива и сопоставима с основностью плагиоклаза субстрата.

Рис. 16. Поверхности тренда четвертого порядка для  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ .



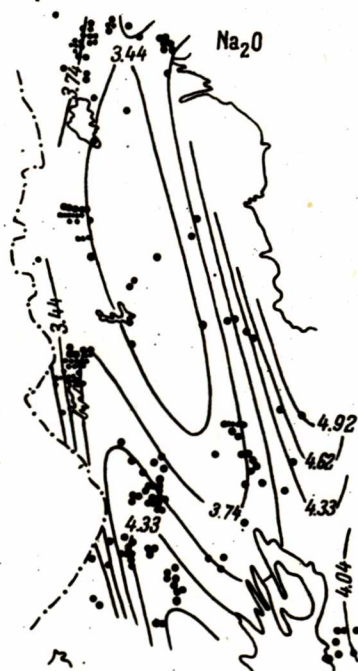
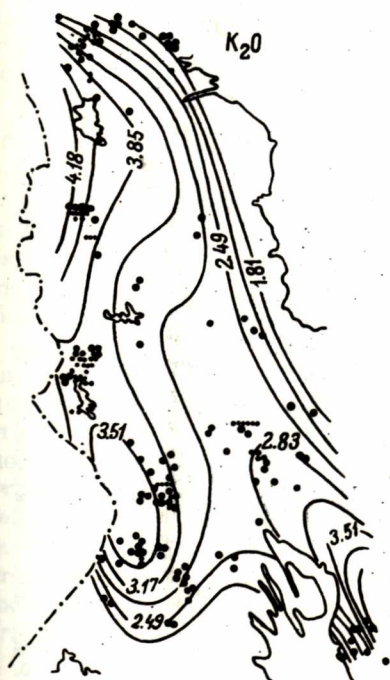
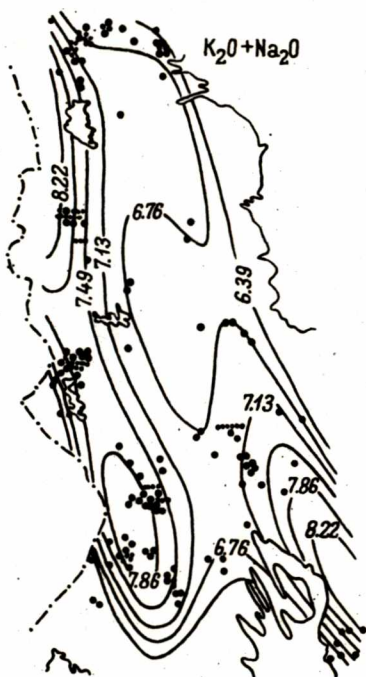
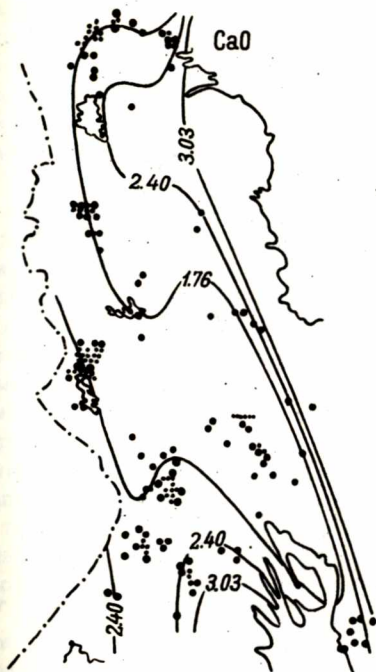


Рассмотрим закономерности пространственного распределения щелочей. Тренд суммы щелочей сопоставим с трендом кремнезема. Краевые (северо-восточная и юго-западная) части тренда характеризуются пониженными концентрациями с тенденцией понижения к Белому морю и Ладожскому озеру. Центральная часть тренда имеет фоновые значения с тенденцией повышения на северо-запад и юго-восток. В целом области максимальных концентраций  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  грубо совпадают. Гранитоиды Западно-Карельской зоны карелид отличаются от гранитоидов Восточно-Карельской зоны более высокими концентрациями щелочей.

Пространственное распределение  $\text{K}_2\text{O}$  служит показателем интенсивности гранитизации, поэтому тренд этого окисла представляет особый интерес. Тренд  $\text{K}_2\text{O}$  ребольских гранитоидов в общих чертах сопоставим с трендом суммы щелочей и коррелируется с общим составом и основностью гранитоидов. Фоновые концентрации  $\text{K}_2\text{O}$  ребольских гранитоидов составляют 2,49–2,83%, т.е. являются довольно низкими, что хорошо согласуется с региональным распространением плагиогранитоидов среди ребольских гранитов. Повышенные концентрации  $\text{K}_2\text{O}$  приурочены к западной части Карелии, где ребольский метаморфизм представлен преимущественно своей высокотемпературной (амфиболитовой) фацией (Свириденко, 1974). Для тренда  $\text{Na}_2\text{O}$  характерна отрицательная корреляция с трендом  $\text{K}_2\text{O}$ . Центральная область тренда характеризуется пониженными концентрациями  $\text{Na}_2\text{O}$  и повышенными концентрациями  $\text{K}_2\text{O}$ . В северо-восточном направлении снижаются концентрации  $\text{K}_2\text{O}$  и повышаются концентрации  $\text{Na}_2\text{O}$ . Аналогичная тенденция наблюдается в южном направлении. И лишь в юго-западном направлении происходит снижение концентраций  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ . Тренд  $\text{Al}_2\text{O}_3$  положительно коррелируется с трендом суммы щелочей и особого интереса не представляет.

Распределение нормативных минералов согласуется с трендом соответствующих окислов и определяется составом вулканогенно-осадочных образований лопия. Повышенные мощности толщи вулканогенно-осадочных пород основного состава в Восточно-Карельской зоне на границе с комплексом беломорид (рис. 7) отражаются на тренде нормативного кварца ребольских гранитоидов постепенным снижением содержания кварца в направлении побережья Белого моря. Центральная-Карельская зона, характеризующаяся сокращенными мощностями нижней толщи основных вулканитов и содержащая в своем составе сущест-

Рис. 17. Поверхности тренда четвертого порядка для  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  ребольских гранитоидов.



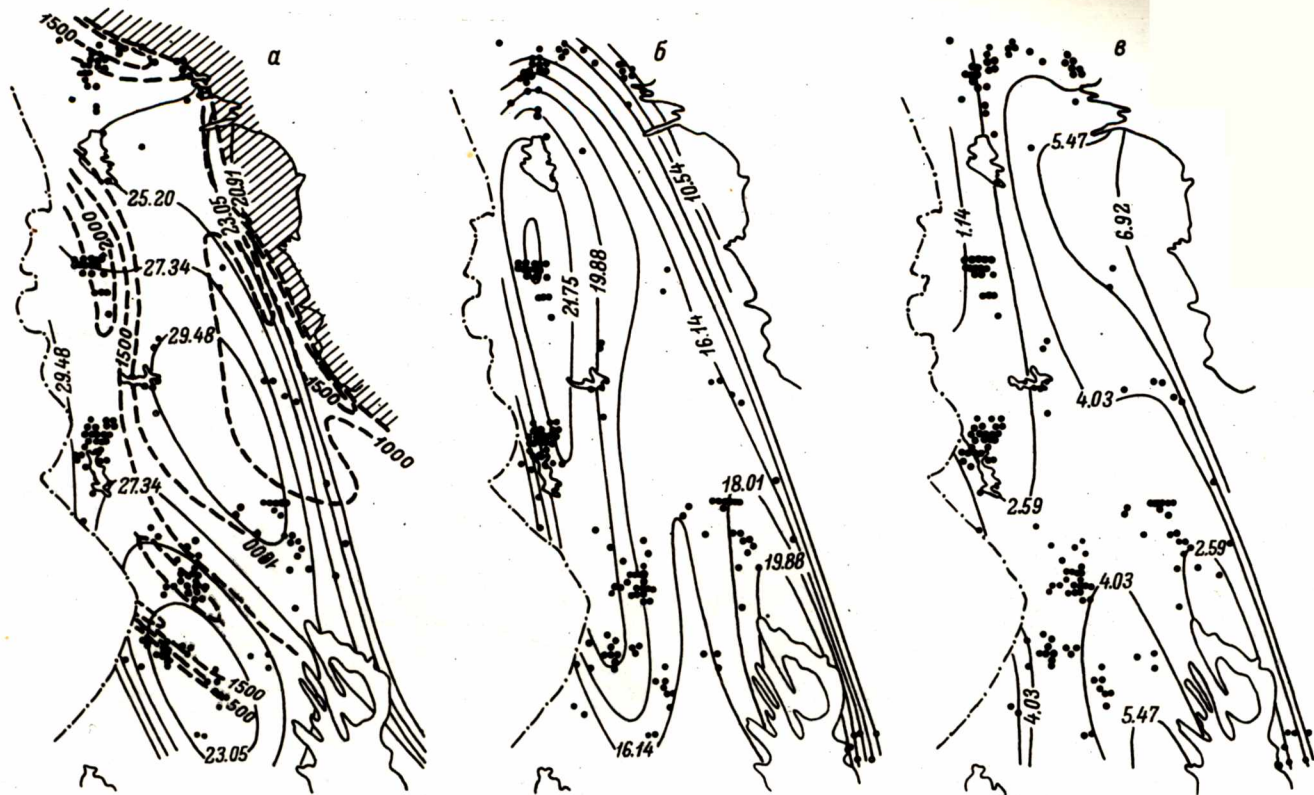


Рис. 18. Поверхности тренда четвертого порядка для некоторых нормативных минералов ребовских гранитоидов.



венный объем кислых вулканитов, фиксируется на тренде максимумом нормативного кварца (рис. 18). Высокими содержаниями нормативного кварца характеризуется также Западно-Карельская зона карелид, отличающаяся большими мощностями кислых вулканитов. Зона высоких мощностей вулканитов основного состава Западной Карелии не влияет на тренд нормативного кварца. Видимо, это обусловлено большим объемом кислых вулканитов в Западной Карелии (геологический профиль Пибозеро-Большозеро, рис. 6). Минимум нормативного кварца северо-западнее Онежского озера приходится на область повышения мощностей толщи основных вулканитов. Тренд нормативного ортоклаза почти полностью совпадает с трендом  $K_2O$ . Тренд темноцветного индекса слабо дифференцирован благодаря низким концентрациям. Несмотря на это, устанавливается некоторая корреляция его аномалий с аномалиями тренда нормативного кварца. Минимум кварца северо-западнее Онежского озера соответствует максимум темноцветного индекса. Снижение концентраций кварца в направлении Белого моря соответствует повышению содержания темноцветного индекса. Корреляция была бы еще более отчетливой, если бы не отбраковывались, как указано в начале данной работы, химические анализы с повышенным содержанием  $H_2O^+$ , т.е. с повышенными концентрациями темноцветных силикатов. Такая отбраковка была проведена в целях получения закономерностей „в чистом виде“ на достаточно однородном фактическом материале без влияния состава слабо гранитизированных гнейсов. Следовательно, установленные закономерности можно считать вполне надежными.

### Селецкие гранитоиды

Следующий период гранитообразования, связанный с селецким периодом складчатости, имеет свою специфику, также обусловленную характером тектонической локализации и составом гранитизируемых пород. Напомним, что большая часть лопийской геосинклинали была стабилизирована (Соколов и др., 1973, 1974; Свириденко, 1974) в ребольский период складчатости. В последующий, сумийский период (орогенный этап) она служила источником осадконакопления в неинвертированной океанической области (Соколов и др., 1974), где накапливались мощные флишеподобные толщи (Северное Приладожье). В селецкий период складчатости происходила консолидация данной области и тектоническая активизация области, консолидированной в ребольский период складчатости. Различие тектонической обстановки гранитообразования сказалось на характере тренда. Для всех породообразующих окислов присуща автономность тренда для территории Северного Приладожья.

Тренды первого порядка  $MgO$ ,  $MnO$  и  $FeO + Fe_2O_3$  характеризуются уменьшением концентраций с запада на восток, т.е. обнаруживают тенденцию, противоположную тенденции пространственного изменения концентрации данных окислов для архейских и ребольских гранитоидов (рис. 19, см. вкл., с. 49). Концентрация  $FeO$  уменьшается с юго-запада на северо-восток, а  $Fe_2O_3$  — с северо-запада на юго-восток. В результате коэффициент окисленности железа понижается в южном направлении. Концентрация  $TiO_2$ , так же как и  $Fe_2O_3$ , понижается с северо-запада на юго-восток. Концентрация  $SiO_2$ , как и для тренда ребольских гранитов, увеличивается с юго-запада на северо-восток. В этом же направлении увеличиваются концентрации суммы щелочей и окиси калия. Концентрации  $Na_2O$ ,  $CaO$ ,  $Al_2O_3$  (плагиоклазовая группа) увеличиваются в противоположном направлении.

Статистически значимыми являются закономерности пространственного распределения, установленные трендом четвертого порядка.

Тренд кремнезема селецких гранитоидов имеет самую высокую по сравнению с более древними гранитоидами фоновую концентрацию, равную 71.21–72.11% (рис. 20). Аномальные зоны на территории Карелии различаются по ориентировке. Максимум  $SiO_2$  в районе оз. Топозеро ориентирован в северо-западном направлении параллельно зоне сочленения карелид и беломорид, к которой приурочены селецкие гранитоиды. Западно-Карельский минимум ориентирован в меридиональном направлении согласно преимущественной ориентировке ребольских структур. В том же направлении ориентирован максимум  $SiO_2$ , приуроченный к краевой части Фенно-Карельского поднятия. На юго-запад и юг от него происходит интенсивное снижение концентраций  $SiO_2$ . Наиболее основные (минимальные концентрации  $SiO_2$ ) селецкие гранитоиды приурочены к Северному Приладожью. Это вполне понятно, так как в Приладожье гранитизации подвергаются кроме терригенных отложений вулканогенные комплексы основного состава, не испытывавшие ребольской гранитизации, в то время как на остальной территории Карелии гранитизируются (повторно) более кислые по составу породы, уже подвергавшиеся гранитизации в ребольский период тектогенеза.

В отличие от трендов пороодообразующих окислов ребольских гранитоидов тренды  $SiO_2$  селецких гранитов не коррелируются с трендами  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $Fe_2O_3 + FeO$ ,  $MnO$  и  $TiO_2$ . Исключение представляет лишь район Северного Приладожья, где устанавливается отрицательная корреляция тренда  $SiO_2$  с трендами перечисленных окислов. Тренд  $SiO_2$  селецких гранитов существенно отличается от тренда ребольских гранитов. Максимальные концентрации, характерные для большей части Западной Карелии (71.31%) ребольского тренда, сохраняются



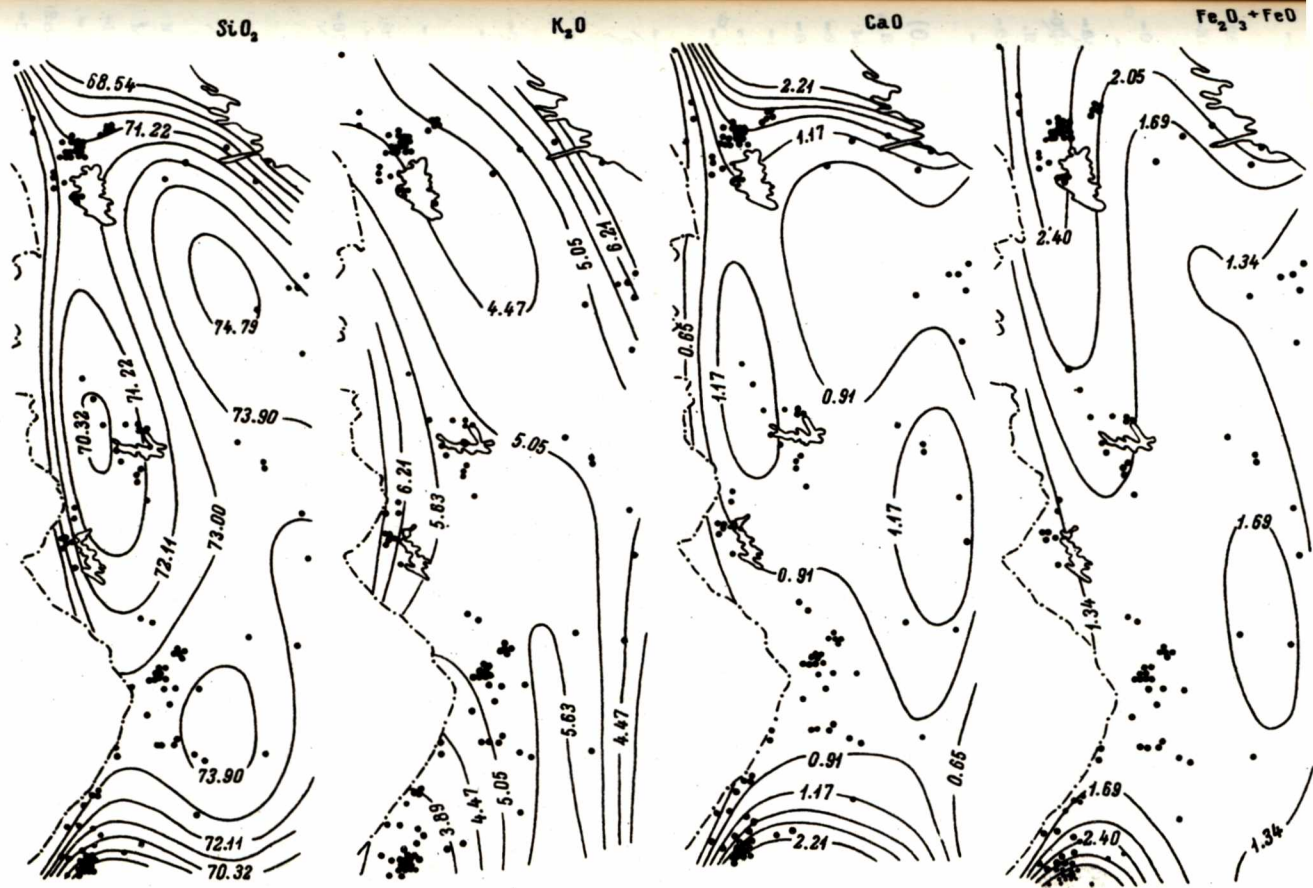


Рис. 20. Поверхности тренда четвертого порядка для породообразующих окислов селских гранитоидов.



(71.21%), но для селецкого тренда они представляют минимум. Почти вся территория Западной и Центральной Карелии, входящая в состав Фенно-Карельского поднятия (Кратц, 1963) или Карельского массива (Харитонов, 1966), представлена на селецком тренде  $\text{SiO}_2$  крупным минимумом. Последний окружен максимумами. Данное пространственное распределение  $\text{SiO}_2$  подтверждает геологический вывод о максимальном проявлении селецкого гранитообразования в краевых частях области ребольской стабилизации. В пределах этой области селецкая активизация наблюдается в виде линейных зон меридионального и северо-западного простирания. Мелкие зоны на тренде не фиксируются. Крупной зоне (ширина около 30 км) северо-западного простирания, проходящей западнее оз. Лексозеро (оз. Тулос), соответствует область повышенных концентраций  $\text{SiO}_2$ .

Отличительной чертой селецких гранитов (табл. 7, рис. 20) является высокое содержание  $\text{K}_2\text{O}$ . Концентрация этого окисла, так же как и  $\text{SiO}_2$ , постепенно повышается при орогеническом гранитообразовании. Тренды первого порядка  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  имеют одинаковую тенденцию в распределении. Генетически эта закономерность обусловлена тем, что магматический расплав селецких гранитов, как показано выше, обогащен калием и кремнием. Поэтому понятен интерес к пространственному распределению  $\text{K}_2\text{O}$  селецких гранитов.

Фоновая концентрация  $\text{K}_2\text{O}$  селецких гранитов максимальная и составляет 5.05%. Несмотря на существенное повышение содержания  $\text{K}_2\text{O}$  в селецких гранитах по сравнению с ребольскими, общие закономерности пространственного распределения  $\text{K}_2\text{O}$  для селецких гранитов остаются такими же, как для ребольских, а именно: сохраняется тенденция увеличения концентрации  $\text{K}_2\text{O}$  к западу в Западной Карелии, но смещается максимум в район Лексозеро. Минимум  $\text{K}_2\text{O}$  приурочен к району озер Пяозеро-Топозеро, и в направлении побережья Белого моря происходит повышение концентраций  $\text{K}_2\text{O}$ , что связано, по-видимому, с активизацией беломорид в селецкий период (Володичев, 1972). Область Северного Приладожья на тренде  $\text{K}_2\text{O}$  селецких гранитов представлена минимумом, который интерпретируется, как и минимум  $\text{SiO}_2$ , первичной гранитизацией.

Пространственное распределение  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$  селецких гранитов, установленное трендами четвертого порядка, не коррелируется между собой (рис. 20). Тренд суммы щелочей почти идентичен тренду  $\text{K}_2\text{O}$ . Это обусловлено, видимо, существенным преобладанием  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$  и изотропным характером тренда  $\text{Na}_2\text{O}$ . Тренд  $\text{CaO}$  также имеет изотропный характер с единственным крупным максимумом в районе Северного Приладожья. Следует заметить, что для селецких гранитов тренды всех окис-

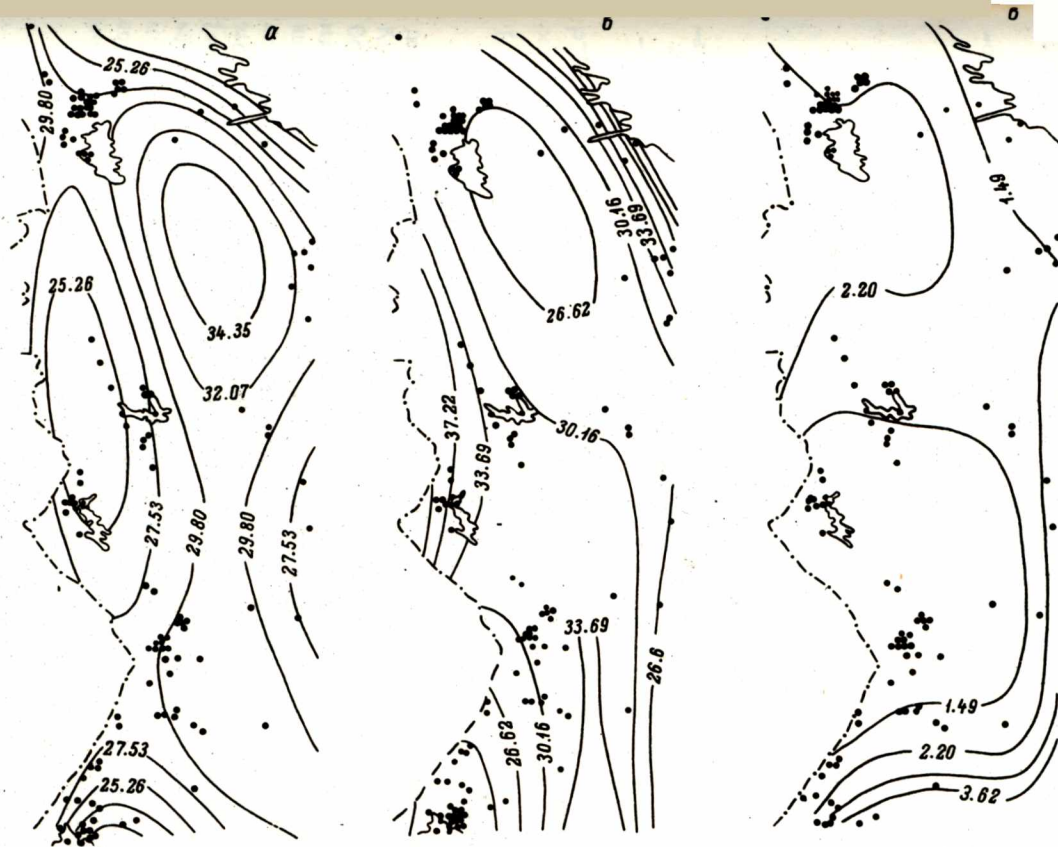


Рис. 21. Поверхности тренда четвертого порядка для некоторых нормативных минералов селективных гранитоидов.

а - кварц; б - ортоклаз; в - цветной индекс.

лов темноцветных минералов близки к изотропным (за исключением гранитов Северного Приладожья). Объясняется это, видимо, устойчивым низким содержанием данных окислов. В качестве примера приводится тренд суммы железа. Здесь выделяется два максимума: существенный максимум в районе Северного Приладожья и небольшой максимум западнее оз. Пяозеро. На большей части территории Карелии концентрации железа колеблются в пределах 1.34–1.69%.

Тренды нормативного кварца и ортоклаза полностью повторяют тренды кремнезема и окиси калия. Тренд темноцветного индекса также близок к изотропному для большей части Карелии с повышением концентраций на юге Карелии (рис. 21).

### Тренды среднепротерозойских гранитов рапакиви

Среднепротерозойские граниты на территории Карелии представлены Салминским массивом гранитов рапакиви. Поскольку площадь, занимаемая обнаженной частью массива, составляет более 100 км<sup>2</sup>, мы имеем возможность изучить тренд гранитов рапакиви и выявить главные различия трендов породообразующих окислов посторогенных магматических гранитов рапакиви и близких по составу орогенических (селецких) гранитов смешанного генезиса.

На карту тренда нанесены контуры массива и отдельных разновидностей рапакиви, представляющих различные интрузивные фазы (Свириденко, 1968б). Для анализа пространственного распределения состава используется „тепловой” тренд, учитывая неравномерность распределения точек опробования. Тренды всех породообразующих окислов имеют довольно простое строение. На характер пространственного распределения породообразующих окислов не оказывают влияния составы разновидностей рапакиви, пользующихся ограниченным распространением. Тренд определяется в основном составами гранитов рапакиви первой и второй интрузивных фаз, пользующихся преимущественным развитием. Выборгиты первой интрузивной фазы, слагающие юго-восточную часть массива, имеют минимальное среднее содержание  $\text{SiO}_2$ , равное 69.34% (Свириденко, 1968б). Для всех остальных разновидностей рапакиви среднее содержание  $\text{SiO}_2$  превышает 73%. Тренд  $\text{SiO}_2$  фиксирует минимум, приуроченный к области распространения выборгитов (рис. 22). Равномернозернистые граниты, слагающие северную часть массива, характеризуются минимальным содержанием  $\text{K}_2\text{O}$ . Минимум  $\text{K}_2\text{O}$  (рис. 22) приурочен к области развития этих гранитов с постепенным повышением концентраций в южном направлении, где



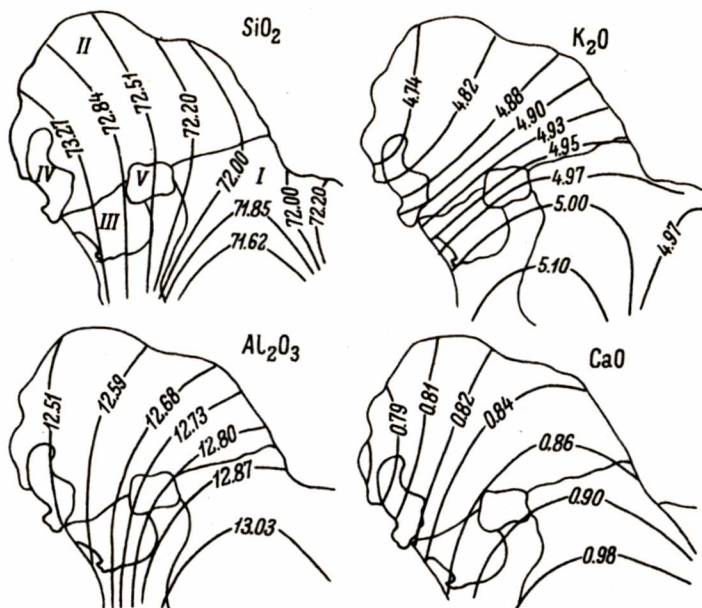


Рис. 22. Поверхности сглаженного тренда некоторых породообразующих окислов гранитов рапакиви Салминского массива.

I, II, III, IV, V - интрузивные фазы (Свириденко, 1968б).

развиты разновидности рапакиви с высокими концентрациями  $\text{K}_2\text{O}$ . Тренд суммы щелочей повторяет тренд  $\text{K}_2\text{O}$ .  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$  количественно преобладают в выборгитах I фазы, и минимальное среднее содержание их наблюдается в равномернозернистых гранитах II фазы. Тренды этих окислов показывают минимальные концентрации в северной части массива, где развиты равномернозернистые граниты, и максимальные - в южной (на площади развития выборгитов). Тренды железа и магния не имеют принципиального значения для установления закономерностей пространственного распределения состава гранитов, потому что включающие их темноцветные минералы составляют менее 5% породы.

## Эволюция химического состава гранитоидов и их кислотно-щелочные свойства

При сопоставлении трендов химического состава гранитоидов от архея до среднего протерозоя становится совершенно очевидным, что, несмотря на неоднородность пространственного распределения состава, существует определенная эволюция его. Довольно наглядно она отражена на гистограммах распределения породообразующих окислов архейских, ребольских, селецких гранитоидов и гранитов рапакиви (рис. 23). Гистограммы составлены для выборок, по которым вычислены соответствующие тренды. О представительности выборок свидетельствует достаточно большое число составляющих их химических анализов. Даже при первом взгляде на гистограмму обращает на себя внимание различная конфигурация гистограмм для разновозрастных выборок, особенно при сравнении однотипных по составу гранитоидов. Так, в отличие от гистограмм архейских плагиогранитоидов гистограммы ребольских плагиогранитоидов островершинные, а следовательно, с четко выраженными средними значениями и с низкими значениями стандартных отклонений. Резкие различия в характере распределения отражают различный генезис сравниваемых гранитоидов. Как показано выше, данные гранитоиды резко отличаются и по тектоническим условиям образования. Архейские плагиогранитоиды являются существенно магматическими образованиями догеосинклинального периода развития, тогда как ребольские гранитоиды – это типичные орогенические гранитоиды, образование которых обязано ультраметаморфическим процессам.

Гистограммы распределения породообразующих окислов селецких гранитов нормального ряда и гранитов рапакиви вполне сопоставимы. Эти граниты сопоставимы также по составу и генезису. И те и другие являются магматическими. Некоторые частные различия в характере распределения породообразующих окислов обусловлены большей однородностью гранитов рапакиви.

Самые общие закономерности эволюции выявляются путем сравнения средних составов разновозрастных гранитоидов (рис. 24). Они заключаются прежде всего в том, что граниты нормального ряда являются более кислыми образованиями по сравнению с гранитоидами известково-щелочной серии. Среднее содержание кремнезема в архейских и ребольских плагиогранитоидах почти одинаково и существенно повышается в селецких гранитах и гранитах рапакиви. Одновременно происходит снижение содержания главных окислов, входящих в состав темноцветных минералов ( $MgO$ ,  $CaO$ ). Содержание железа в селецких гранитах нормального ряда значительно ниже, чем в плагиогра-

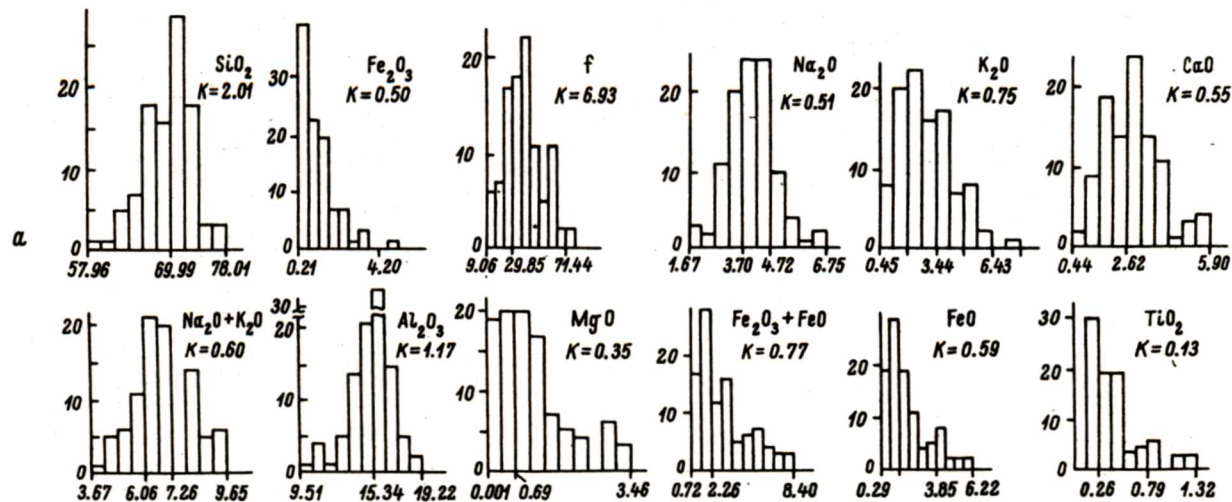


Рис. 23. Гистограммы распределения породообразующих окислов гранитоидов.

а - архейские; б - ребольские; в - селецкие; г - граниты рапакиви. К - величина интервала.



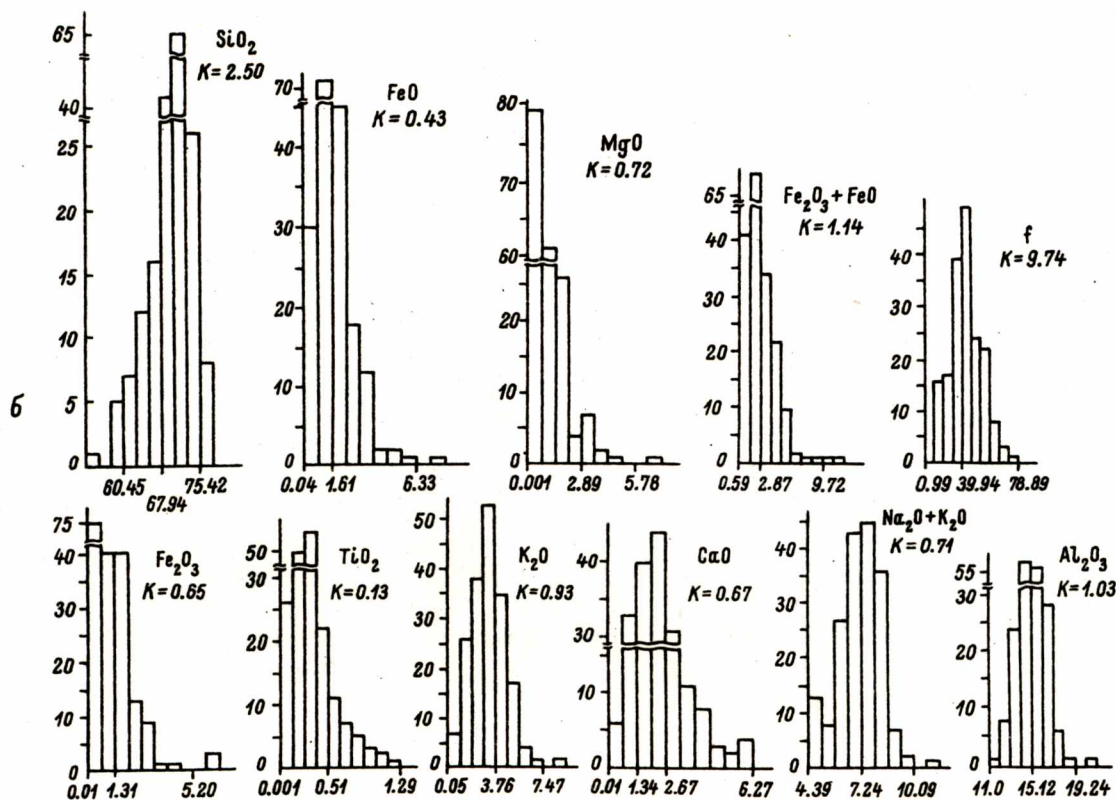


Рис. 23 (продолжение).

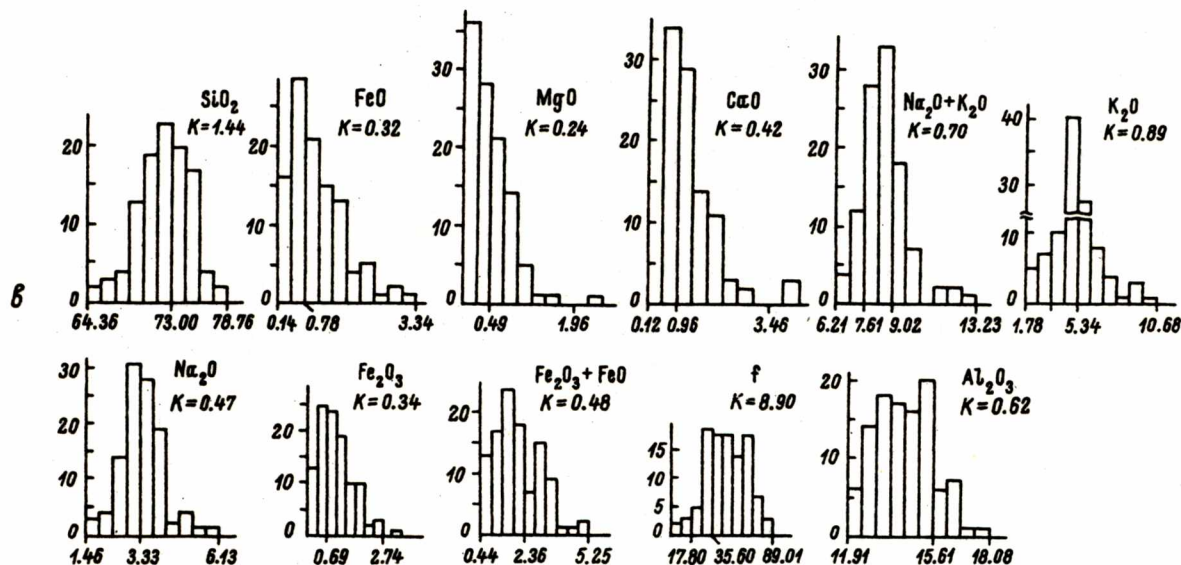


Рис. 23 (продолжение).

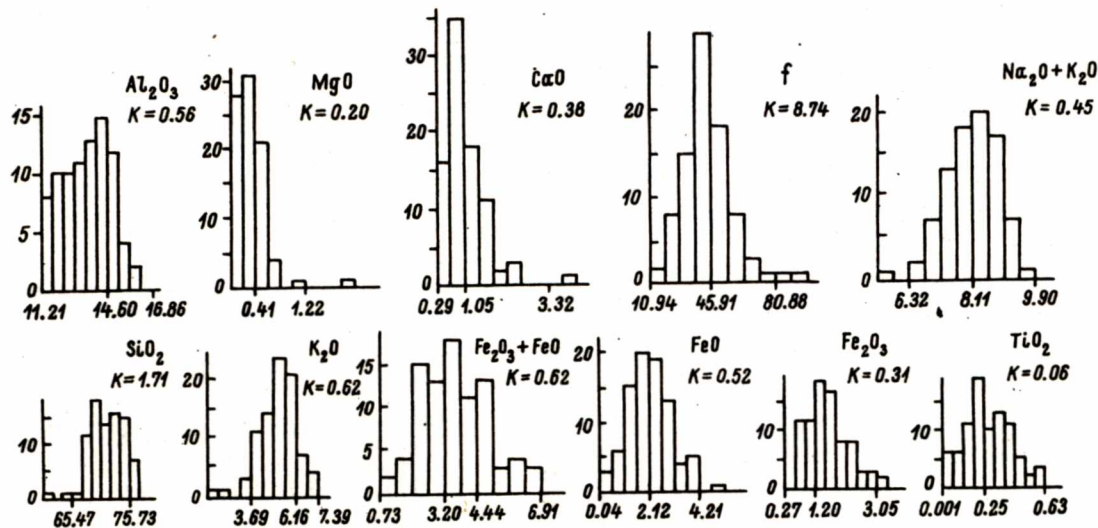


Рис. 23 (продолжение).

нитоидах. Близкие с ними по составу граниты рапакиви обладают повышенным содержанием железа, что является специфической особенностью магмы рапакиви. Для гранитов рапакиви характерна самая высокая степень окисленности железа. Содержание глинозема постепенно снижается от архейских плагиигранитов до гранитов рапакиви. Содержание  $TiO_2$  понижается в ребольских плагиигранитоидах по сравнению с архейскими, а затем заметно возрастает в селецких гранитах и рапакиви, что подтверждает установленную ранее закономерность (Лобач-Жученко и др., 1974) возрастания  $TiO_2$  в гранитах нормального ряда. Отчетливо возрастает от древних гранитоидов к молодым содержание окиси калия. Установленные тенденции отражают общеизвестную закономерность возрастания объема гранитов нормального ряда от более древних к молодым и уменьшение их основности. С генетической стороны указанная закономерность объясняется тем, что наиболее ранними гранитоидами Земли являются умеренно кислые гранитоиды плагиигранитной серии как наиболее низ-

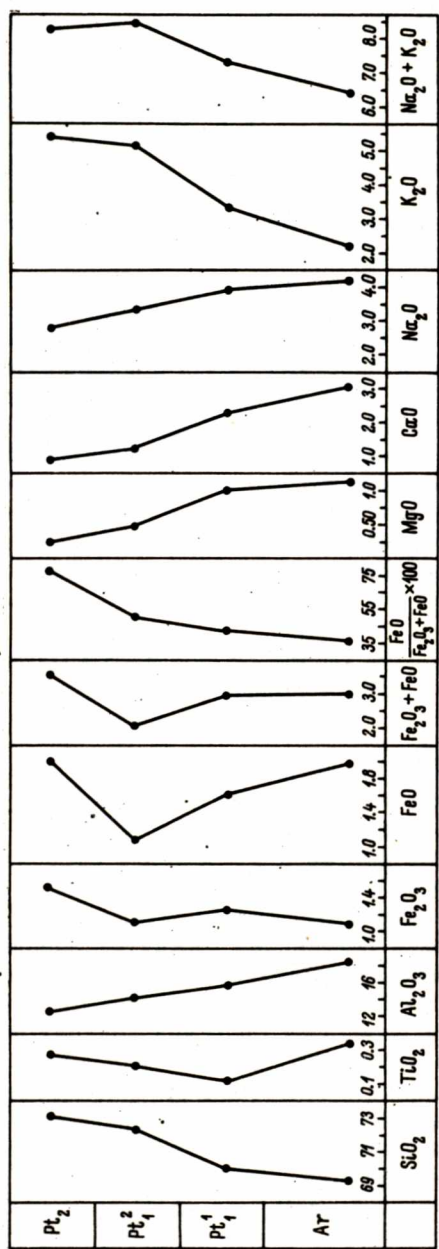
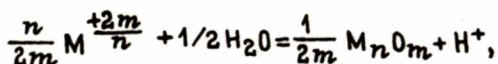


Рис. 24. Эволюция средних составов гранитоидов Карелии.



котемпературные дифференциаты магмы основного состава. Образование гранитов нормального ряда связывается с орогеническими процессами. Глубинные калиевые магмы возникают лишь в платформенный период развития (граниты рапакиви).

Кислотно-щелочные свойства гранитоидов определяются их химическим составом. Изучению этих свойств постоянно уделяется большое внимание, так как именно они определяют рудоносность гранитов. Оценка их производилась главным образом по соотношению ряда компонентов, различающихся по кислотно-щелочным свойствам. Для гранитоидов такими компонентами являются щелочи, глинозем и алюминий. Поэтому важным показателем кислотно-щелочных свойств считается коэффициент агапайности. Общий эффект кислотно-щелочного взаимодействия катионов и анионных групп впервые оценен для изверженных пород А.А. Маракушевым (1973) с помощью показателей относительной щелочности ( $\Delta Z'_{298}$ ) и общей основности ( $\Delta Z''_{298}$ ). Перечисленные показатели получены А.А. Маракушевым путем привлечения к петрохимическим расчетам данных по термодинамике кислот и оснований, а именно металлов с алюмосиликатными и силикатными группировками для стандартных условий. В основу положены реакции следующего типа (для водных растворов):



где  $M^{\frac{+2m}{n}}$  - простой положительно заряженный ион металла;  $H^+$  - ион водорода (протон);  $M_n O_m$  - кислородное соединение металла. При условной единичной химической активности иона металла в растворе приращение свободной энергии вещества в результате реакции ( $\Delta Z^0_T$ ) численно равняется относительному химическому потенциалу протона ( $\mu_{H^+}^{H_2O}$ ), необходимому для достижения равновесия между кислородным соединением и ионом металла. Величины  $\Delta Z'_{298}$  вычислены для реакций в расчете на один ион водорода при стандартных условиях.  $\Delta Z''_{298}$  является свободной энергией реакций полной ионизации при температуре 298°K, включающих ионизацию кислотных окислов, и определяет метастабильное равновесие минерала с суммой составляющих его ионов металлов в водном растворе: положительные ионы металлов +  $1/2 H_2O$  - минерал +  $H^+$ . Показатели  $\Delta Z'_{298}$  и  $\Delta Z''_{298}$ , таким образом, дополняют друг друга. Нами вычислены  $\Delta Z'_{298}$  и  $\Delta Z''_{298}$  для архейских и нижнепротерозойских гранитоидов и рассчитаны их тренды. Установлено, что от древних гранитоидов к молодым уменьшаются средние значения  $\Delta Z'_{298}$  и  $\Delta Z''_{298}$  при близких значениях стандарт-

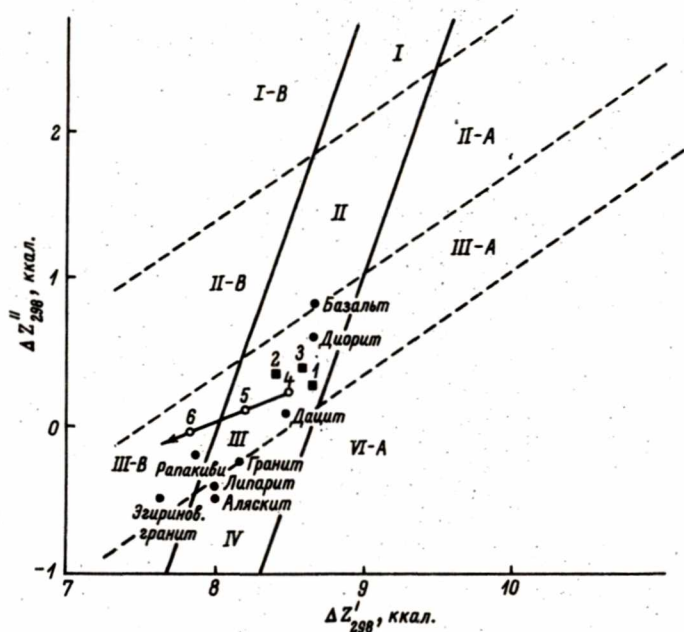


Рис. 25. Кислотно-щелочные свойства гранитоидов и вулканитов, нанесенные на петрохимическую диаграмму главных типов изверженных горных пород (Маракушев, 1973).

Породы: I — ультраосновные; II — основные; III — средней основности; IV — низкой основности. В — железистые породы (I-B, II-B, III-B). I, II, III, IV — породы нормального ряда и повышенной щелочности, но без фельдшпатоидов. А — фельдшпатоидные породы (II-A, III-A, IV-A), 1 — вулканиты Западной Карелии; 2 — туфосланцы Западной Карелии; 3 — вулканиты среднего и кислого состава последовательно дифференцированной серии Восточной и Центральной Карелии; 4 — архейские гранитоиды Карелии; 5 — ребольские гранитоиды Карелии; 6 — селецкие гранитоиды Карелии.

ных отклонений (табл. 8, рис. 25). На петрохимической диаграмме главных типов изверженных горных пород А.А. Маракушева (1973) гранитоиды Карелии попадают в группу пород средней основности (поле III, рис. 25). При этом архейские и ранненижнепротерозойские (ребольские) плагиогранитоиды по своим характеристикам близки к дациту. Положение архейских гранитоидов на продолжении ряда ультраосновных и основных пород и близость к дациту вполне определяются химическим составом

Таблица 8

Средние значения  $\Delta Z'_{298}$  и  $\Delta Z''_{298}$  вулканитов и гранитоидов Карелии и средние содержания главных нормативных минералов гранитоидов

Гранитоиды		Гранитоиды					Вулканиты					
		нормативные минералы			$\Delta Z'_{298}$	$\Delta Z''_{298}$	вулканиты Западной Карелии ( $n=36$ )		туфосланцы Западной Карелии ( $n=19$ )		средние и кислые вулканиты Восточной Карелии ( $n=76$ )	
		кварц	ортоклаз	цветной индекс			$\Delta Z'_{298}$	$\Delta Z''_{298}$	$\Delta Z'_{298}$	$\Delta Z''_{298}$	$\Delta Z'_{298}$	$\Delta Z''_{298}$
архейские	(n=195)	$\frac{27.30}{6.79}$	$\frac{16.12}{8.97}$	$\frac{5.32}{4.87}$	$\frac{8.50}{0.22}$	$\frac{0.18}{0.04}$	-	-	-	-	-	-
		$\frac{27.76}{7.25}$	$\frac{23.31}{48.30}$	$\frac{4.09}{3.44}$	$\frac{8.23}{0.28}$	$\frac{0.08}{0.03}$	$\frac{8.58}{0.93}$	$\frac{0.23}{0.20}$	$\frac{8.36}{0.47}$	$\frac{0.31}{0.12}$	$\frac{8.63}{0.58}$	$\frac{0.40}{0.25}$
		$\frac{28.62}{7.05}$	$\frac{28.31}{9.49}$	$\frac{3.05}{3.50}$	$\frac{7.79}{0.27}$	$\frac{-0.03}{0.02}$	-	-	-	-	-	-
нижнепротерозойские	селецкие (n=206)											
нижнепротерозойские	ребольские (n=283)											

Примечание. В числителе – средние значения, в знаменателе – стандартные отклонения.



и находятся в соответствии с генезисом архейских гранитоидов, которые, как показано выше, являются продуктами дифференциации основной магмы.

Средние составы вулканитов Западной и Центральной Карелии близки по щелочным свойствам архейским плагиогранитоидам фундамента карелид (табл. 8). Ребольские плагиогранитоиды характеризуются более низкими значениями показателей относительной щелочности и общей основности по сравнению с вулканитами, за счет которых они образуются. Таким образом, с гранитообразованием связано последовательное увеличение кислотных свойств пород, а следовательно, и равновесных с ними флюидов, что отчетливо видно на диаграмме (рис. 25). Граниты позднего нижнего протерозоя (селецкие) уже относятся к группе железистых пород, отличающихся самой высокой кислотностью. Селецкие граниты по кислотно-щелочным свойствам близки к гранитам рапакиви и отличаются от них более высоким значением показателя общей основности. От гранитов, аляскитов и липаритов нормального ряда (рис. 25) и селецкие граниты, и граниты рапакиви отличаются более низким значением показателя относительной щелочности. Данные группы гранитоидов являются наиболее кислотными. Главная специфика их химического состава заключается в высоком содержании кремнезема и резком преобладании железа над магнием, что и определяет повышенную кислотность. Кислотные свойства гранитоидов, по-видимому, обуславливают широко связанные с ними процессы грейзенизации с накоплением в остаточных расплавах оксифильных редких элементов (Маракушев, 1973, рис. 2), таких как олово, вольфрам, бериллий. Оловоносность гранитов рапакиви в настоящее время сомнений не вызывает (Свириденко, 1988; Хазов, 1973). Геохимическая специализация селецких гранитов изучена недостаточно. С ними генетически связаны небольшие рудопроявления вольфрама и редких металлов в Северном Приладожье, не имеющие практического значения. Близость данных гранитов по кислотным свойствам с гранитами рапакиви наряду с широко проявленными аутометасоматическими процессами повышает перспективы данных гранитов в отношении редкометальной минерализации.

Рассмотрим тренды показателей относительной щелочности и общей основности (рис. 26). Тренд показателя относительной щелочности архейских гранитоидов имеет фоновое значение 8.31–8.53 – наиболее высокое значение данного показателя для гранитоидов Карелии. Максимумы его приходятся на территорию Западной Карелии и Прионежья, минимумы – на территорию Приладожья и северо-западную Карелию. Тренд показателя относительной щелочности архейских гранитоидов сопоставим с соответствующим трендом глинозема этих гранитоидов

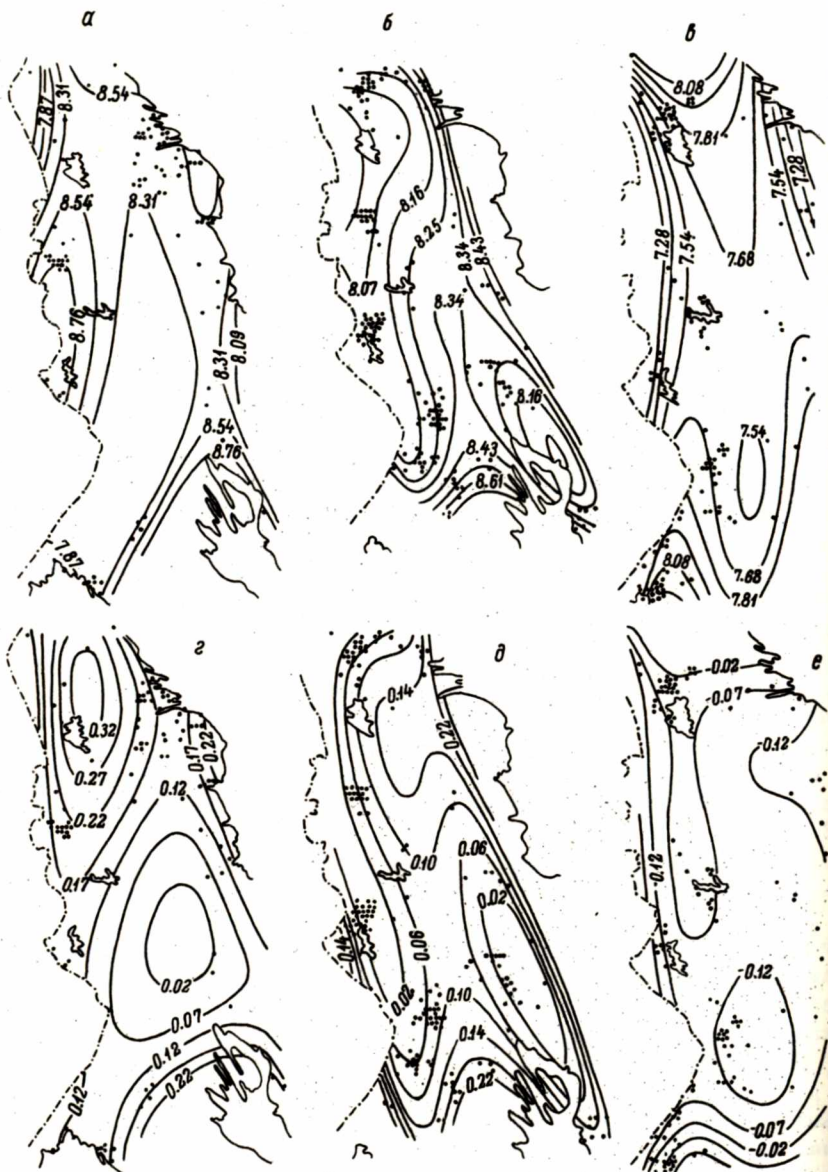


Рис. 26. Поверхности тренда четвертого порядка  $\Delta Z'_{298}$  и  $\Delta Z''_{298}$  гранитоидов Карелии.

а -  $\Delta Z'_{298}$  архейских гранитоидов; б -  $\Delta Z'_{298}$  - ребольских гранитоидов;  
 в -  $\Delta Z'_{298}$  - селецких гранитоидов; г -  $\Delta Z''_{298}$  - архейских гранитоидов;  
 д -  $\Delta Z''_{298}$  - ребольских гранитоидов; е -  $\Delta Z''_{298}$  - селецких гранитоидов.



(рис. 11), где максимальным концентрациям глинозема соответствуют максимальные значения показателя относительной щелочности. Отрицательная корреляция наблюдается между аномалиями тренда  $\Delta Z'_{298}$  и трендом нормативного ортоклаза архейских гранитоидов (рис. 14), где западно-карельскому и прионежскому максимумам  $\Delta Z'_{298}$  соответствуют минимумы нормативного ортоклаза, а центрально-карельскому минимуму  $\Delta Z'_{298}$  — максимум нормативного ортоклаза.

Тренд показателя общей основности слабо согласуется с трендами пороодообразующих окислов и трендом показателя относительной щелочности. Фоновые концентрации его составляют 0.12–0.17. Зона минимумов проходит из Северного Приладожья в Центральную и затем в северо-восточную Карелию. Максимумы приурочены к Прионежью и северо-западной Карелии в противоположность соответствующим максимумам  $\Delta Z'_{298}$  и нормативного ортоклаза. Сопоставление трендов свидетельствует о сложности и неоднородности пространственного распределения кислотно-щелочных свойств архейских гранитоидов.

Тренды показателей относительной щелочности и общей основности ребольских гранитоидов согласуются между собой (рис. 26). Фоновые значения данных показателей приурочены к гранитам Центральной Карелии ( $\Delta Z'_{298} = 8.25-8.33$ ;  $\Delta Z''_{298} = 0.06-0.1$ ), минимумы — к гранитам Западной и Восточной Карелии, максимумы — к гранитам Южной Карелии. Тренды показателей относительной щелочности и общей основности хорошо коррелируются с трендами  $MgO$  и  $FeO + Fe_2O_3$  (рис. 16), для которых в свою очередь установлена обратная корреляция с трендами кремнезема. При этом корреляция относительной щелочности с трендами щелочей не наблюдается. Главное влияние на величину показателей относительной щелочности и общей основности, следовательно, оказывают содержания  $SiO_2$ ,  $MgO$ ,  $FeO$  и  $Fe_2O_3$ .

Еще более четкая корреляция наблюдается для трендов  $\Delta Z'_{298}$ ,  $\Delta Z''_{298}$  с трендами нормативных минералов. При этом минимумам тренда  $\Delta Z'_{298}$  соответствуют максимумы тренда нормативного ортоклаза (рис. 18, 26) и, наоборот, максимумам  $\Delta Z'_{298}$  — минимумы нормативного ортоклаза. Тренд  $\Delta Z''_{298}$  ребольских гранитоидов положительно коррелируется с трендом темноцветного индекса (рис. 18, 26).

Тренды показателей относительной щелочности и общей основности селецких гранитов также коррелируются между собой. Для большей части Карелии они близки к изотропным и характеризуются низкими значениями. Возрастание этих показателей отмечено лишь на юге и севере Карелии. Для селецких гранитов наблюдается корреляция трендов показателей относительной щелочности и общей основности с трендами пороодообра-



зующих окислов и нормативных минералов. Аналогичная корреляция характерна и для ребольских гранитоидов (рис. 21, 26). Важно отметить, что если фоновые значения трендов показателей относительной щелочности и общей основности архейских и ребольских гранитоидов близки между собой, то фоновые концентрации трендов этих показателей селеевских гранитов существенно более низкие ( $\Delta Z'_{298} = 7.54-7.68$  и  $\Delta Z''_{298} = 0.07-0.12$ ) и показатель общей основности принимает отрицательное значение. Близость трендов данных показателей к изотропному указывает на относительную однородность селеевских гранитов в пространственном распределении в отличие от более древних гранитоидов.

Из вышеизложенного следует два главных вывода.

1. От древних гранитоидов к молодым ослабевают щелочные свойства и возрастают кислотные. Одновременно происходит возрастание содержания нормативного ортоклаза и уменьшение темноцветного индекса. Дифференцированность трендов данных нормативных минералов и показателей относительной щелочности и общей основности от древних к молодым постепенно снижается, что свидетельствует о повышении однородности гранитоидов;

2. Тренды показателей относительной щелочности и общей основности коррелируются с трендами целого ряда породообразующих окислов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ) и нормативных минералов. Четкая отрицательная корреляция трендов нормативного ортоклаза и показателя относительной щелочности свидетельствует о повышении кислотных свойств гранитоидов параллельно с возрастанием в их составе нормативного ортоклаза, что происходит одновременно с уменьшением содержания цветного индекса и понижением показателя общей основности на фоне увеличения концентрации кремнезема.

## Тренды плотности гранитоидов

К настоящему времени изучены петроплотностные свойства гранитоидов Карелии и выявлены различия на уровне средних значений по петроплотностным свойствам гранитоидов различных формационных типов (Дортман, 1968; Дортман, Магид, 1970). Н.Б. Дортман и М.Ш. Магид установили уменьшение плотности от древних гранитоидов Карелии к молодым. Наиболее древние плагиогранитоиды, по их данным, имеют среднюю плотность  $2.68 \text{ г/см}^3$ . Эта величина полностью согласуется с полученным нами результатом по данным 514 определений при низком значении дисперсии (0.003). Наиболее молодые граниты рапакиви имеют среднюю плотность  $2.59 \text{ г/см}^3$ . Уменьшение

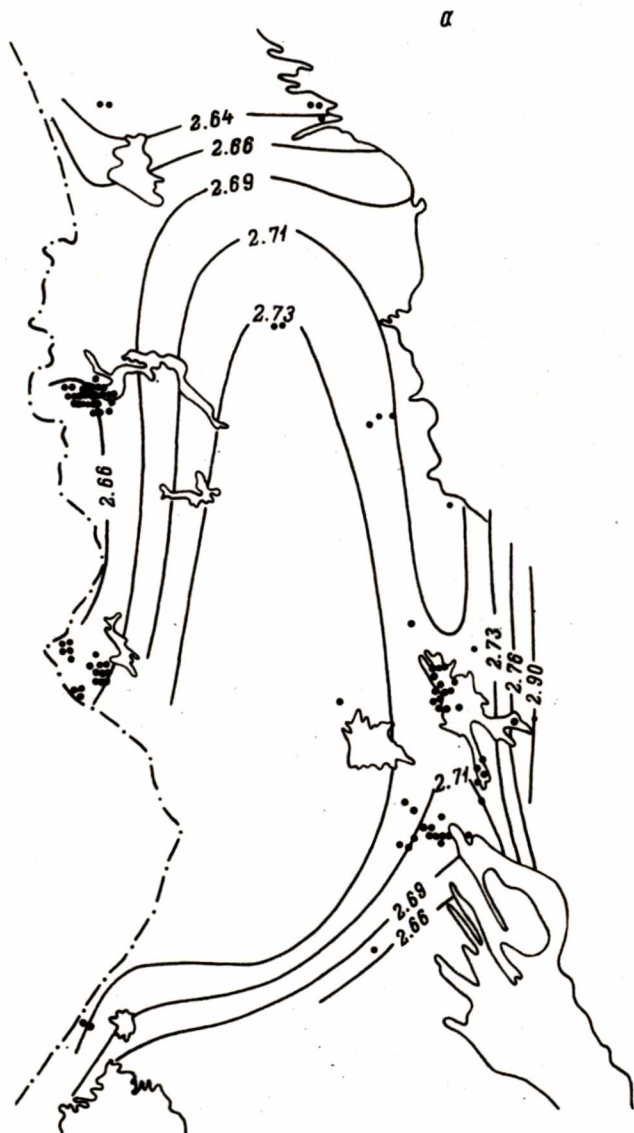


Рис. 27. Поверхности тренда четвертого порядка плотности гранитоидов Карелии.

а - архейские гранитоиды; б - нижнепротерозойские гранитоиды.

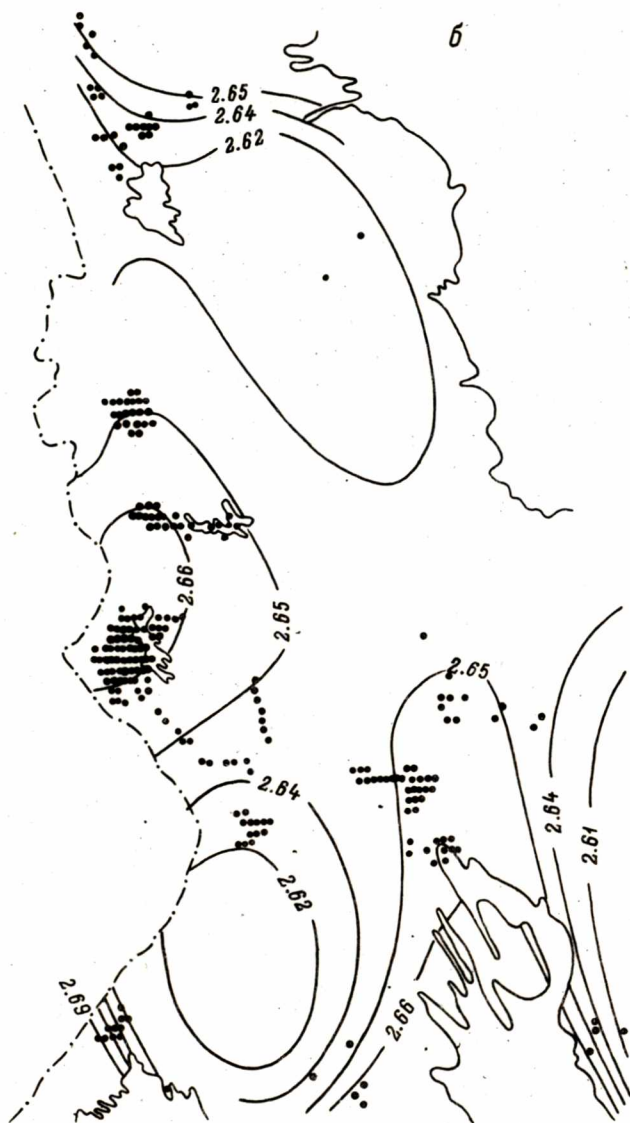


Рис. 27 (продолжение).



плотности от гранитоидов основного состава к кислым объясняется уменьшением содержания темноцветных минералов и основности плагиоклаза, увеличением содержания кварца и микроклина.

Общеизвестным в настоящее время считается разуплотнение пород при ультраметаморфическом гранитообразовании. При этом разуплотнение обычно связывается со щелочным метасоматозом. Детальное изучение гранитоидных формаций и петрологии гранитообразования позволило установить (Свириденко, 1974) различие в природе разуплотнения при гранитизации комплекса фундамента карелид в период вовлечения его в ранненижнепротерозойскую (ребольскую) складчатость и при одновозрастной гранитизации супракрустальных нижнепротерозойских образований лопия. Разуплотнение во время нижнепротерозойской гранитизации архейского фундамента происходит на уровне разуплотнения структур минералов, что сопровождается переходом катионов из более высокой координации в низкую и уменьшением их удельных весов. В комплексе супракрустальных нижнепротерозойских образований широко проявлена выборочная гранитизация. Гранитизации охотнее подвергаются слои и толщи, плотность которых приближается к плотности гранитоидов. Судя по реликтам первичных структур, туфогенный и осадочный материал легче поддается гранитизации по сравнению с эффузивным. Поэтому здесь постоянно наблюдаются слои и пачки слоев, незатронутые гранитизацией.

Природа разуплотнения, следовательно, имеет сложный характер и обусловлена рядом факторов, реализация которых зависит от конкретной геологической обстановки. Тренды плотностей разновозрастных гранитоидов Карелии подтверждают установленные закономерности. Фоновое значение плотности, так же как и среднее его значение, архейских гранитоидов выше, чем нижнепротерозойских. Гранитоиды неоднородны по плотности. При этом конфигурация тренда плотности архейских гранитоидов полностью совпадает с конфигурацией тренда нормативного ортоклаза (рис. 27, 14), хотя определения плотности не всегда соответствуют точкам определения химических анализов. Тренд химического состава построен на 195 анализах, в то время как тренд плотности — на 514. Совпадение трендов, видимо, доказывает определяющее влияние содержания нормативного ортоклаза в граните на величину плотности.

Тренд плотности нижнепротерозойских гранитоидов включает ребольские и селецкие гранитоиды, поскольку при массовом опробовании они недостаточно четко разделяются. Данный тренд отражает суммарное распределение плотности нижнепротерозойских гранитоидов. Если установленная выше для архейских гранитоидов отрицательная корреляция плотности с содержанием нормативного ортоклаза справедлива и для нижнепротерозой-

ских гранитоидов, то тренд плотности нижнепротерозойских гранитоидов в какой-то мере представляет площадную оценку интенсивности гранитизации. При этом минимумам плотности соответствуют области максимальной гранитизации. Фоновые значения плотности ( $2.64-2.65 \text{ г/см}^3$ ) сопоставимы со средней плотностью нижнепротерозойских гранитоидов, вычисленной по 1365 определениям и составляющей  $2.65 \text{ г/см}^3$  при дисперсии 0.002. Небольшой максимум приходится на территорию Западной Карелии, стабилизировавшейся в ребольский период складчатости, где преимущественным развитием пользуются ребольские мигматит-граниты. Минимальные плотности приурочены к зонам распространения селецких гранитов (зона сочленения карелид и беломорид, юго-западная Карелия).

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Нет необходимости подчеркивать трудность анализа геологического развития столь древних объектов, как докембрий Карибии. Однако именно здесь имеется возможность подойти к оценке специфики геологических явлений, происходивших на ранних этапах становления земной коры. Одним из возможных способов восстановления истории развития докембрийских шитов является литологическое изучение древнейших вулканогенно-осадочных комплексов, развиваемое в рамках осадочной геологии докембрия. Этот подход несомненно перспективен и приносит важные результаты, но высокая степень изменения докембрийских отложений в результате неоднократных воздействий метаморфизма, складчатости и гранитизации препятствует литологическому анализу этих толщ, а в ряде случаев полностью исключает возможность таких исследований.

Другим способом восстановления истории формирования древнейших супракрустальных комплексов, на наш взгляд, может быть косвенная оценка присущих им закономерностей строения путем изучения формаций мигматит-гранитов, в той или иной мере наследующих некоторые черты исходных пород. Не говоря уже о важности изучения самих проблем гранитизации и происхождения гранитоидов, такой подход реализует возможность получения информации о первичных особенностях отложений. Важным методом такого вида исследования может стать тренд-анализ наряду с другими методиками математической геологии и петрологии.

Результаты тренд-анализа гранитоидов в совокупности с данными литологии и тектоники докембрийских (преимущественно нижнепротерозойских) комплексов позволяют выявить некоторые новые элементы истории их формирования, рассматриваемые в данной главе в соответствии с ранее предложенным расчленением на этапы. В сочетании с указанными методами большую информацию о составе и характере первичной земной



коры дает анализ геофизических полей (магнитного и гравитационного) совместно с данными сейсмических профилей.

### Догеосинклинальный этап

Для выяснений условий формирования земной коры в догеосинклинальный период развития немаловажное значение имеет выяснение соотношения вокнаволоцкого и выгозерского комплексов архея. Поскольку территориально они разобщены, о соотношении их можно судить лишь путем сопоставления профилей строения земной коры. Последние построены на основе сейсмических профилей (Анкудинов и др., 1972; Булина и др., 1974), проинтерпретированных нами на основе изучения геологии и петрофизики гранито-гнейсовых полей Карелии с учетом характера магнитного и гравитационного полей. Интерпретация сейсмического профиля Онежское озеро-Белое море приводилась в первой главе. Профиль по этим материалам с учетом данных по сейсмическому профилю Выборг-Спасская губа (Булина и др., 1974) приводится на рис. 28. Гранитный слой здесь имеет двучленное строение. Верхний слой мощностью в 5-10 км представлен комплексом гранитизированных нижнепротерозойских образований с плотностью  $2,65-2,62 \text{ г/см}^3$ . Нижняя часть гранитного слоя представлена выгозерским комплексом фундамента, выходящего на дневную поверхность по данному профилю восточнее Повенца и полого погружающегося в сторону Белого моря. Мощность его достигает 15 км. Средняя плотность  $2,69 \text{ г/см}^3$ . Выгозерский комплекс фундамента залегает непосредственно на гранулитобазитовом слое, который в районе Повенца устлавливается на глубине 15-20 км (Анкудинов и др., 1972). Слой более основного состава, чем выгозерский комплекс, который можно было бы сопоставить с вокнаволоцким комплексом фундамента, по сейсмическому профилю Онежское озеро-Белое море не обнаружен. В сторону Ладожского озера постепенно возрастает мощность гранулитобазитового слоя. Мощность гранитного слоя уменьшается, он приобретает однородное строение. В районе Повенца выгозерский комплекс фундамента выклинивается, и комплекс гранитизированных нижнепротерозойских образований непосредственно залегает на гранулитобазитовом слое.

Несколько иное строение имеет геологический профиль Кемь-Ухта. Беломорский комплекс здесь залегает на гранито-гнейсовом комплексе, отвечающем по составу и петрофизическим характеристикам выгозерскому. Но мощность последнего значительно меньше, чем на профиле Онежское озеро-Белое мо-

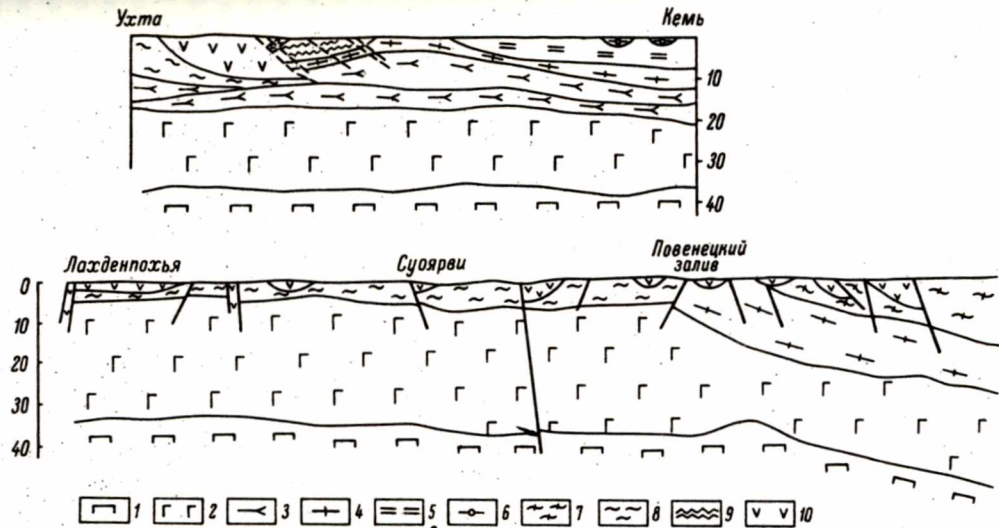
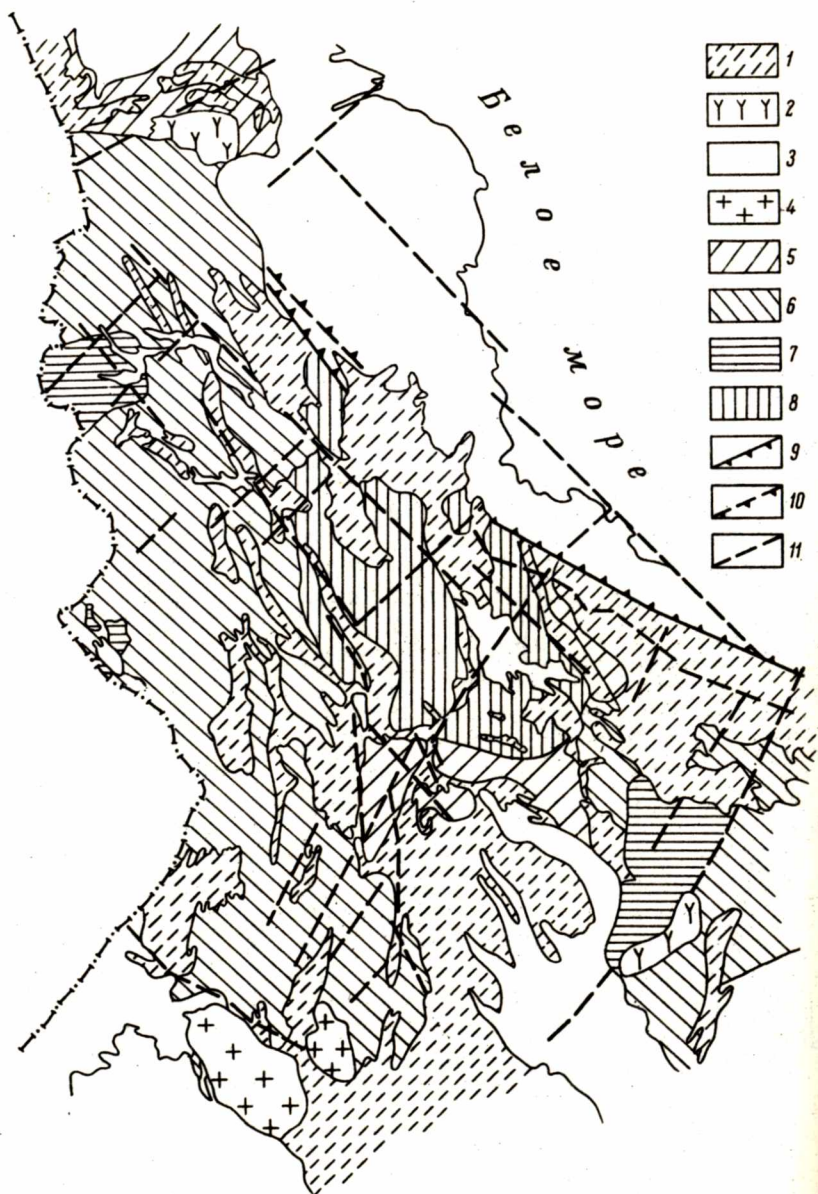


Рис. 28. Схематические профили строения земной коры Карелии.

1 - подкорovýй слой; 2 - гранулит-базитовый слой земной коры. Архей: 3 - слой земной коры, соответствующий по петрофизическим свойствам вокनावолкскому комплексу; 4 - гранито-гнейсовый слой, соответствующий выгозерскому комплексу; 5 - гнейсы беломорского комплекса; 6 - основные породы хеталамбинской свиты беломорского комплекса. Нижний протерозой: 7 - слабомагнитные мигматиты и мигматит-граниты; 8 - мигматиты и мигматит-граниты, характеризующиеся региональными положительными аномалиями магнитного поля; 9 - осадочные породы Гайкольского синклинория; 10 - вулканиты основного состава.





ре, и составляет примерно 2–4 км. Учитывая, что профиль проходит недалеко от северной границы распространения выгозерского комплекса фундамента (рис. 29), можно предположить, что с юга на север мощность его постепенно уменьшается. Гранито-гнейсы залегают на слое гнейсо-гранодиоритов, который на дневную поверхность на профиле Кемь-Ухта не выходит, но по своим физическим характеристикам сопоставим с вокнаволоцким комплексом фундамента карелид. Данный слой занимает промежуточное положение между гранитовым и гранулитобазитовым слоем. Такие же свойства присущи породам вокнаволоцкого комплекса. Средняя плотность двупироксеновых кристаллических сланцев составляет  $2,85 \text{ г/см}^3$ , гиперстен-биотитовых плагиогнейсов (эндербитов) –  $2,72 \text{ г/см}^3$ , пироксеновых амфиболитов и амфиболовых гнейсов –  $2,79 \text{ г/см}^3$ , плагиогранито-гнейсов –  $2,68 \text{ г/см}^3$ . Следовательно, суммарная плотность пород вокнаволоцкого комплекса выше, чем выгозерского, но ниже, чем суммарная плотность гранулитобазитового слоя. Гранито-гнейсы, залегающие на слое, сопоставимом с вокнаволоцким комплексом, западнее Гайкольско-Шомбозерской структуры не могут быть сопоставлены с гранито-гнейсами, распространенными восточнее названной структуры. Магнитная восприимчивость первых на два порядка выше. Плотность гранито-гнейсов и мигматитов западнее Гайкольской структуры  $2,62$ –

Рис. 29. Схема геофизических полей гранитоидов Карелии.

1 – области распространения вулканогенно-осадочных пород; 2 – породы основного и среднего состава с положительным магнитным полем; 3 – беломориды, 4 – граниты рапакиви; 5 – нижнепротерозойские мигматит-граниты и мигматиты, характеризующиеся отрицательными региональными аномалиями гравитационного и магнитного полей; 6 – нижнепротерозойские мигматит-граниты и мигматиты, характеризующиеся региональными положительными аномалиями магнитного поля и отрицательными – гравитационного; 7 – архейские плагиогранитоиды и чарнокиты с двупироксеновыми кристаллическими сланцами и амфиболитами, характеризующиеся положительными аномалиями гравитационного и магнитного полей (вокнаволоцкий комплекс); 8 – архейские плагиогранитоиды, характеризующиеся региональными отрицательными, местами слабо положительными, аномалиями магнитного поля и положительными аномалиями гравитационного (выгозерский комплекс); 9 – зоны глубинных разломов, надвигов, выделенные по сейсмическим данным; 10 – тектонические нарушения типа надвигов, выделенные по сейсмическим данным; 11 – тектонические нарушения, выделенные по гравимагнитным данным.

2.65 г/см<sup>3</sup>, тогда как восточнее ее – 2.69 г/см<sup>3</sup>. Это находит отражение в характере поля силы тяжести. Восточнее Гайкольской структуры оно характеризуется положительными региональными аномалиями, западнее – отрицательными. Гранито-гнейсы и мигматиты западнее Гайкольской структуры, по нашим данным, представляют собой мигматизированные и гранитизированные осадочно-вулканогенные образования лопия. Непосредственное залегание их на породах вокнаволоцкого комплекса доказывается тем, что в Западной Карелии блоки и купола фундамента представлены исключительно вокнаволоцким комплексом.

Для того чтобы данные по глубинному строению земной коры распространить на всю территорию, необходимо привести характеристику некоторых физических свойств рассматриваемых комплексов, что в свою очередь необходимо для интерпретации магнитного и гравитационного полей. Все породы вокнаволоцкого комплекса (табл. 9) характеризуются высокой средней магнитной восприимчивостью. Магнитная восприимчивость плагиогранитоидов выгозерского комплекса на порядок ниже по сравнению с аналогичными по составу гранитоидами вокнаволоцкого комплекса. Средняя плотность их различается всего на 0.01 г/см<sup>3</sup>. Это находит свое отражение в характере геофизических полей. Гравитационное поле над древнейшими гранитоидами Карелии характеризуется региональными положительными аномалиями. При этом породы вокнаволоцкого комплекса характеризуются положительным магнитным полем, а выгозерского – отрицательным. Нижнепротерозойские породы и развивающиеся по ним мигматит-граниты Западной Карелии, залегающие на магнитном фундаменте, обладают магнитными свойствами на порядок выше, чем соответствующие породы Центральной Карелии, залегающие на слабomagнитном фундаменте. Это относится и к беломорскому комплексу. Не исключена возможность, что слабые магнитные свойства его обусловлены залеганием на немагнитном основании. Наследование магнитных свойств гранитоидами позднего нижнего протерозоя (селецкий период тектогенеза) является еще более четким, так как сравниваемые граниты из различных районов имеют одинаковый петрографический состав, отвечающий граниту нормального ряда. Магнитная восприимчивость селецких гранитов Западной Карелии на порядок выше магнитной восприимчивости одновозрастных гранитов других районов. Из изложенного выше можно сделать вывод, что существующее магнитное поле в большой мере определяется магнитными свойствами древнейших архейских пород. Для центральной части Кольского полуострова обусловленность региональной положительной магнитной аномалии магнитными свойствами пород фундамента, не выходящих на поверхность, установлена ранее (Поротоза, Сипакова, 1963).

Средние значения плотности и магнитной восприимчивости гранитоидов Карелии

Архейские гранитоиды	$\bar{\rho}$ , г/см <sup>3</sup>	$\bar{\chi}$ , ·10 <sup>-6</sup> СГС	Нижнепротерозойские гранитоиды					
			ранние (ребольские)	$\bar{\rho}$ , г/см <sup>3</sup>	$\bar{\chi}$ , 10 <sup>-6</sup> СГС	поздние (се- лецкие)	$\bar{\rho}$ , г/см <sup>3</sup>	$\bar{\chi}$ , 10 <sup>-6</sup> СГС
Вокнаволоцкий комплекс			Западная Карелия			Граниты Запад- ной Карелии	2.60	289
Чарнокиты	2.72	1519	Порфиробластиче- ские плагиогра- нито-гнейсы	2.68	222	Граниты Цент- ральной Каре- лии	2.65	6
Диафторированные чарнокиты	2.68	243	Плагиогранито-гней- сы и диорито- гнейсы	2.69	168	Граниты Север- ной Карелии		
Двупироксеновые кри- сталлические сланцы	2.85	3262	Гранито-гнейсы	2.65	263	Нуорунен	2.62	9
Пироксеновые амфибо- литы и амфиболовые гнейсы	2.79	479	Плагиомикроклино- вые граниты	2.63	220	Туттиярви	2.63	76
Плагиогранито-гнейсы	2.69	349	Жильные граниты	2.60	581			
Выгозерский комплекс			Центральная Карелия					
Тоналиты-плагиогра- ниты	2.70	33	Плагиогранитоиды	2.68	9			
			Жильные граниты	2.63	7			
			Северная Карелия					
			Мигматит-граниты	2.69	7			





Рис. 30. Схема аномального магнитного поля Северо-Запада СССР.

Значения магнитного поля (в условных единицах): 1 - (+5 +10); 2 - (0 + 5); 3 - (0 - 2); 4 -  $> -2$ .

Рассмотрим схему аномального магнитного поля масштаба 1 : 2 500 000 (рис. 30). Линейная региональная положительная аномалия, проходящая через Кандалакшский залив в район Архангельска, приурочена к авлакогену платформенного периода развития. Если не учитывать данную аномалию, то на территории восточной части Балтийского щита и прилегающей площади фундамента Русской платформы устанавливается крупная кольцевая структура. Центральная ее часть характеризуется в общих чертах отрицательным магнитным полем, края - положительным. Эта закономерность, конечно, самого общего порядка. Существует множество осложнений. Главные из них следующие. Для области развития западных беломорид характерно магнитное поле переменного знака, где локальные магнитные аномалии, не превышающие 100-200 гамм, приурочены к амфиболитам хетопамбинской свиты и отражают структуры беломорид. Небольшие линейные отрицательные аномалии приурочены к среднепротерозойским структурам либо фиксируют разломы. Блоки высокомагнитного фундамента в Западной и Северной Карелии окаймлены локальными отрицательными аномалиями, приуроченными к зонам насыщения микроклиновыми гранитами. Перечисленные осложнения не затушевывают, однако, общей кольцевой структуры докембрийского магнитного поля, в основе которого лежит характер древнейшего магнитного поля Земли. Сопоставляя строение рассмотренных профилей, можно сделать вывод, что в разрезе данная кольцевая структура имела форму огромной чаши, в центре которой концентрируются однородные плагиограниты - кварцевые диориты, а по краям они перемежаются с породами основного состава.

Кольцевые структуры в настоящее время выявлены и в других регионах (Глуховский, Павловский, 1973). По всей вероятности, они являются типичными структурами догеосинклинального периода в широком смысле этого слова. С наступлением геосинклинального периода кольцевые структуры сменяются линейными.

Сравнительный анализ поверхностей тренда различного порядка, построенных для архейских гранитоидов Карелии и Кольского полуострова, показал одну очень любопытную особенность. Оказалось, что максимальные содержания различных окислов прослеживаются в сравнительно узких зонах северо-восточного простираения (так же как и изолинии трендов первого порядка). При этом с юго-востока на северо-запад от линии, проходящей через оз. Ладожское-оз. Онежское-оз. основание полуострова Онежского, до параллельной ей линии, проходящей через окончание Кандалакшской губы, наблюдается определенная последовательность окислов, дающих максимумы содержаний (рис. 31)  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $SiO_2$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ . От Кан-



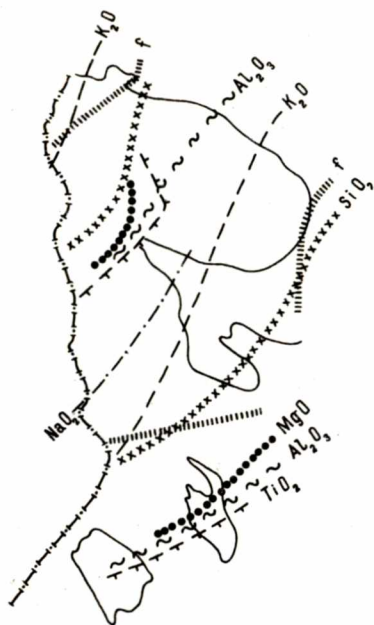


Рис. 31. Зональность состава архейских плагиогранитоидов по трендам разного порядка (различные линии соответствуют положению поясов с повышенным содержанием указанных окислов).

далакшской губы и далее на северо-запад по полуострова Рыбачий последовательность максимумов содержаний повторяется снова почти в том же виде:  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $SiO_2$ ,  $K_2O$ . Линии максимумов первой последовательности с перерывом на Белом море прослеживаются на восточном побережье Кольского полуострова.

Причины такой последовательности недостаточно ясны, но нельзя не отметить, что направление зональности ориентировано пример-

но от центральных частей описанной кольцевой структуры к ее периферии. При этом повторение последовательности начинается от границы слабомагнитного и высокомагнитного комплексов (окончание Кандалакшской губы). Естественно, что двойная зональность требует повторного проявления одного и того же механизма. На профиле Кемь-Ухта комплекс, соответствующий вокनावолокскому, залегает ниже плагиогранито-гнейсов выгозерского комплекса. Все эти данные в комплексе указывают на более раннее формирование вокनावолокского комплекса.

### Протогеосинклинальный этап

Все вышеизложенное позволяет утверждать, что к началу протогеосинклинального этапа на территории Карелии существовал стабильный Беломорский массив континентальной коры, к которому с юго-запада примыкала геосинклинальная седиментационная область. Продукты его разрушения в виде отложений базальной толщи в основном сконцентрированы в краевом прогибе в непосредственной близости от древнейшего континентального массива. Продукты основного вулканизма, интенсивно проявившегося на всей территории, дали начало образованиям нижней толщи. Одновременно развивающаяся складчатость реболь-



ского периода деформаций проявилась после этого периода локальными (?) накоплениями терригенных отложений средней толщи, и, возможно, создала предпосылки для возникновения коровых источников кислого вулканизма. В период формирования отложений средней толщи одновременные проявления основного и кислого вулканизма создали благоприятные условия для накопления разнообразных отложений, часто содержащих различные полезные ископаемые. Именно к этой толще приурочена большая часть полезных ископаемых, связанных с лопийскими толщами. Новая активизация тектонических движений предшествовала накоплению образований верхней толщи, нередко начинающихся терригенными отложениями. Эти движения, возможно, обусловили появление по крайней мере локальных несогласий с нижележащими толщами и, безусловно, предопределили мощную вспышку корового вулканизма кислого состава, особенно интенсивно проявившегося в юго-западных зонах геосинклинали.

В океанической области, соответствующей современному Приладожью, все это время действовал базальтовый вулканизм, периодически прерывающийся периодами накопления вулканогенно-осадочных и карбонатных отложений.

Ребольский период деформаций сопровождался инверсией, региональным метаморфизмом и гранитообразованием. Важно отметить, что впервые в истории геологического развития наблюдающаяся инверсия сопровождается интенсивным наращиванием земной коры. Именно в этот период в связи с ультраметаморфическим гранитообразованием происходит интенсивное разуплотнение (Свириденко, 1974). Разуплотнению подвергаются не только собственно геосинклинальные образования, но и породы фундамента. Причем в последних разуплотнение происходит на уровне разуплотнения кристаллической структуры породообразующих минералов. На всех уровнях глубинности происходит интенсивная перекристаллизация, сопровождающаяся трансформацией плагиогнейсов в плагиогранитоиды. Этот процесс захватывает огромные объемы пород, благодаря чему над гранитизированными геосинклинальными образованиями наблюдаются региональные отрицательные гравитационные аномалии.

Таким образом, преобладающими гранитами ребольского периода тектогенеза являются плагиогранитоиды. Граниты нормального ряда слагают лишь жилы мигматитов и мало влияют на средний химический состав гранитоидов данного периода. Широким площадным развитием пользуются мигматиты и мигматит-граниты.

К началу орогенного этапа рассматриваемый регион состоял из неинвертированной океанической зоны, стабилизированной области на месте геосинклинали и Беломорского массива. Разрушение горных сооружений карелид привело к формированию мощной толщи флишевых отложений на месте океанической зоны (толщи современной ладожской серии) и синхронных гипотетических отложений в межгорных впадинах, в качестве которых предлагается рассматривать, в частности, суккозерские конгломераты, а возможно, и некоторые другие толщи (Этапы тектонического развития..., 1973, с. 122).

Движения селецкого периода деформаций привели к складчатости и метаморфизму флишевых толщ и проявились в виде тектонической активизации на ранее консолидированных площадях. В этот же период происходит образование селецкой мигматит-гранитовой формации. В ее составе существенно преобладают граниты нормального ряда. Довольно распространенными становятся массивы гранитов нормального ряда. Большая часть из них приурочена к зоне сочленения карелид и беломорид. Средний состав селецких гранитоидов отвечает граниту нормального ряда и характеризуется преобладанием калия над натрием. По-видимому, уже в начале раннеорогенного периода деятельность протерозойской рифтовой зоны прекратилась.

Частично сnivelированные структуры зоны орогенной активизации и вновь созданные складчатые сооружения в бывшей океанической зоне в позднеорогенном периоде подверглись выравниванию, следы которого устанавливаются местами по элювиальным брекчиям, после которого начинают формироваться сводовые поднятия, осложненные разломами. С начала проявления сводово-глыбовой тектоники широко развивается вулканизм андезит-базальтового состава, обусловивший совместно с эрозией поднимающихся блоков формирование разного типа толщ сумийско-сариилийского вулканогенно-осадочного комплекса с присущими им особенностями взаимоотношений и залегания.

Кислые разновидности вулканитов представлены кварцевым порфиром, средний состав которых сопоставим со средним составом селецких гранитов и характеризуется преобладанием калия над натрием (табл. 7). В свете вышеизложенного имеется основание полагать, что появление кварцевых порфиров в составе вулканитов, так же как и появление большого количества массивов гранитов нормального ряда, свидетельствует об определенной "зрелости" земной коры. В отличие от первичной "андезитовой" и существенно плагиогранитоидной земной коры догеосинклинального периода земная кора, сформированная в

протогеосинклинальный период, характеризуется существенным содержанием в своем составе окиси калия.

Дальнейшие проявления сводово-глыбовой тектоники стали причиной появления синклинорных и асимметричных линейных структур сумийско-сариолийских толщ, после чего длительная эпоха выравнивания и выветривания ознаменовала вступление региона в платформенный этап развития, на детализации которого здесь нет необходимости останавливаться.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный тренд-анализ разновозрастных гранитоидов Карелии, сформировавшихся в догеосинклинальный, протогеосинклинальный, орогенный и платформенный периоды развития докембрия, позволил получить новый оригинальный фактический материал о пространственной и временной эволюции состава и свойств гранитоидов.

Наиболее ранние архейские плагиогранитоиды, средний состав которых сопоставим с андезит-дацитом, неоднородны в пространственном распределении. В Восточной и Южной Карелии они приближаются по составу к тоналиту-плагиограниту, в Западной Карелии развиты более основные разновидности.

Тренды породообразующих окислов и нормативных минералов ребольских плагиогранитоидов, несмотря на близость среднего химического состава, не сопоставимы с соответствующими трендами архейских гранитоидов. Они коррелируются с составом вулканогенно-осадочных пород лопия. Минимумы  $\text{SiO}_2$  и максимумы  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$  приурочены к областям, где в разрезе лопия преобладают породы основного состава. Максимумы  $\text{SiO}_2$  и минимумы  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$  приурочены к областям, где гранитизируются породы лопия с повышенным количеством кислых пород в разрезе. Иными словами, ребольские гранитоиды в большой мере наследуют состав субстрата. Только благодаря количественному пространственному изучению гранитов появляется возможность правильно оценить роль метасоматоза, перекристаллизации и анатексиса во время синскладчатого инверсионного гранитообразования. Факт корреляции состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований лопия и развивающихся по ним ребольских магматит-гранитов свидетельствует о подчиненном развитии метасоматоза. Последний, по геологическим наблюдениям, развивается вдоль трещин и ослабленных зон и мало влияет на средний состав гранитоидов. Ведущим процессом при

формировании ребольских плагиогранитоидов является перекры-сталлизация.

Появление гранита нормального ряда приурочено к началу инверсионной стадии развития геосинклинали. В период ребольского тектогенеза объем нормальных гранитов еще невелик, и они, как правило, составляют лишь жильные тела мигматитов. Главный объем гранитов нормального ряда формируется в селецкий период складчатости.

Тренды породообразующих окислов и нормативных минералов селецких гранитов характеризуются автономностью для площадей стабилизации (юго-западная Карелия) и орогенной активизации ранее стабилизированных площадей (остальная территория Карелии). Гранитоиды зоны стабилизации имеют более основной состав. Тренд гранитоидов, формирующихся в период орогенной активизации, близок к изотропному. Граниты характеризуются однородностью состава на площади их развития.

Резкое различие (качественное и количественное) между трендами состава ребольских и селецких гранитоидов доказывает существенный привнос кремния и калия в период формирования селецких гранитов. Петрологическими исследованиями установлено, что их образование связано с инъекцией высококалийевого гранитного расплава и сопровождалось калиево-кремниевым метасоматозом. При этом на больших площадях существовал стабильный приток тепла и вещества, благодаря чему образовывались отдельные массивы гранитов. Последние приурочены к сочленению крупных блоков коры различного строения (зона сочленения карелид и беломорид; Фиженко и др., 1971) и к линейным зонам тектонической активизации.

Пространственное распределение состава посторогенных магматических гранитов рапакиви определяется различием в среднем составе главных интрузивных фаз. Тренд посторогенных гранитов более простой, чем тренд мигматит-гранитов.

Главная направленность эволюции гранитообразования заключается в смене плагиогранитоидов преимущественно основного состава существенно калишпатовыми кислыми гранитами. Первые гранитоиды земли – раннеархейские плагиогранитоиды – слагают огромные площади. Посторогенные плагиограниты не установлены. В свою очередь формирование гранитов нормального ряда связывается с началом орогенических процессов, и существенно калиевые граниты образуют трещинные интрузии в посторогенный платформенный период. Указанная эволюция сопровождается изменением кислотно-щелочных и плотностных свойств гранитов. Повышается кислотность гранитов и уменьшается их плотность. Тренды показателя относительной щелочности и тренды плотности отрицательно коррелируются с трендами нормативного ортоклаза. Максимумы и минимумы этих трен-

дов совпадают. Положительно коррелируются тренды показателя общей основности с трендами темноцветного индекса.

Наблюдаемая в Карелии эволюция состава гранитоидов от древнейших плагиогранитоидов к гранитам нормального ряда совпадает с отмечаемой на всех докембрийских щитах сменой существенно натриевых образований обогащенными калием, более молодыми. Эта эволюция, отражающая степень „континентальности“ земной коры, обязана целому ряду естественных процессов и знаменует собой смену преобладающей роли магматических процессов в формировании коры осадочными. Первичная андезитовая кора сложена преимущественно продуктами дифференциации вещества верхней мантии и, естественно, содержит много натрия и мало калия. При образовании гранитоидов за счет толщ, в той или иной степени затронутых гипергенными процессами, при которых калий очень быстро входит в состав вулканитов, а тем более пирокластов, источником калия служит как мантия, так и кора.

Согласно имеющимся данным, гранитоиды нормального ряда в заметных масштабах появляются в Карелии лишь в инверсионный период во время тектонических движений ребольского периода деформаций. Следовательно, именно эти движения впервые в истории докембрия Карелии вовлекли в сферу гранитизации большие объемы вулканогенно-осадочных отложений и сопровождалась притоком богатых калием мантийных флюидов. Движения селецкого периода деформаций орогенного этапа, проявившиеся на большей части Карелии как активизация консолидированного массива, приурочены к линейным зонам, которые являются зонами повышенной проницаемости для гранитных расплавов.

В платформенный период гранитный магматизм приурочен к зонам глубинных разломов.



## ЛИТЕРАТУРА

- А н к у д и н о в С.А., Болгурцев Н.Н., Литви-  
ненко И.В., Поротова Г.А. Глубинное  
строение восточной части Карельского региона по ре-  
зультатам комплексных геофизических исследований  
(профиль Онежское озеро-Белое море). - Геотектони-  
ка, 1972, № 5: с. 75-78.
- Б а т и е в а И.Д., Бельков И.В. Гранитоидные форма-  
ции Кольского полуострова. - В кн.: Очерки по петро-  
логии, минералогии и геохимии гранитоидов Кольского  
полуострова. Л., 1968, с. 5-143.
- Б а т и е в а И.Д., Бельков И.В., Свириден-  
ко Л.П., Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П.,  
Шемякин В.М. Гранитоидные формации восточной  
части Балтийского щита. - Тр. II петрограф. совещ. по  
европейской части СССР. М., 1975.
- Б е л е н ц е в Я.Н., Сухинин А.Н. Некоторые мине-  
ральные, геохимические и генетические особенности  
гранитоидов центральной части Украинского щита. -  
Геологический журнал (УССР), 1974, т. 34, № 1,  
с. 16-34.
- Б е л о н и н М.Д., Жуков И.М. Геометрические свойст-  
ва поверхностей Алексеевского поднятия Куйбышевской  
области. - В кн.: Вопросы математической геологии.  
Л., 1968, с. 194-206.
- Б е л я е в Г.М. Литостатическое давление как ограничитель-  
ный параметр процесса ультраметаморфизма. - В кн.:  
Давления и механические напряжения в развитии соста-  
ва, структуры и рельефа литосферы. Л., 1969, с. 152-  
155.
- Б о г а ч е в А.И., Батиева И.Д., Бельков И.В.,  
Зак С.И., Куликов В.С., Светов А.П.,  
Свириденко Л.П., Слюсарев В.Д. Петро-  
лого-петрохимические особенности формаций и эволю-

ция магматизма восточной части Балтийского щита. - В кн.: Проблемы геологии докембрия. Петрозаводск, 1976.

Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры центрального Казахстана. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1969, № 1, с. 3-38.

Богданов Ю.Б. Типы разрезов нижнего протерозоя Карелии. - В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., 1971, с. 106-121.

Булина Л.В., Булин Н.К., Мартынова Г.И., Мильштейн Д.М. Строение континентальной земной коры на территории СССР (по геофизическим данным). Л., 1974, 112 с.

Вистелиус А.Б., Аралина А.И., Бурьянова И.З., Гельман М.Л., Гузиев И.С., Иванов Д.Н., Курода И., Нарыжный В.И., Романова М.А. Основные закономерности распределения калия в послейорских гранитоидах северо-востока Азии и примыкающей части Тихого океана. - ДАН СССР, 1969, т. 184, № 2, с. 441-444.

Вистелиус А.Б., Яновская Т.Б. Программирование задач геологии и геохимии при использовании универсальных ЭВМ. - Геология рудных месторождений, 1963, № 3, с. 34-48.

Володичев О.И. Метаморфизм пород Западного Беломорья. - Тезисы к симпозиуму "Термодинамический режим метаморфизма", Л., 1974, с. 114-116.

Вяюринен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., 1959, 295 с.

Гиллярова М.А. Докарельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение. - Изв. Карело-Финской научно-исслед. базы АН СССР, 1948, № 1, с. 19-40.

Гиллярова М.А. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии. - Изв. Карело-Финской научно-исслед. базы АН СССР, 1949, № 2, с. 21-49.

Гиллярова М.А. О некоторых спорных проблемах геологии докембрия Карелии. - Вестник ЛГУ, сер. геол. и геогр., 1962, № 18, вып. 4, с. 34-37.

Гиллярова М.А. Базальные образования карелид (нижний протерозой) района Парандово-Надвоицы Карельской АССР. - Вестник ЛГУ, сер. геол. и географ., 1963, № 18, вып. 3, с. 15-27.

- Г и л я р о в а М.А. Опыт изучения древних эффузивов и пирокластов. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1, 1966, с. 41-53.
- Г л е б о в а - К у л ь б а х Г.О. Гранитоиды карелид. - В кн.: Граниты Кольского полуострова и Карелии. М.-Л., 1963, с. 185-204.
- Г л е б о в а - К у л ь б а х Г.О., П и н а е в а Н.И. Новые данные по геологии и геохронологии района Гормозера в Южной Карелии. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1961, вып. 12, с. 212-237.
- Г л е б о в а - К у л ь б а х Г.О. и др. Граниты Южной Карелии. - В кн.: Граниты Кольского полуострова и Карелии. - М.-Л., 1963, с. 161-337.
- Г л е б о в и ц к и й В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1973а, 127 с.
- Г л е б о в и ц к и й В.А. Термодинамический режим и эволюция метаморфизма в подвижных областях. - Автореф. дисс. Новосибирск, 1973б, 59 с.
- Г л у х о в с к и й М.З., П а в л о в с к и й Е.В. К проблеме ранних стадий развития Земли. - Геотектоника, 1973, № 2, с. 3-7.
- Г р и н Т.Х., Р и н г в у д А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. - В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 118-131.
- Д е м и д о в Н.Ф. Фациальные типы протерозойских комплексов Северной Карелии и их геологическое соотношение. - Тр. Карельск. фил. АН СССР, 1960, вып. 26, с. 81-92.
- Д е м и д о в Н.Ф. Район оз. Кукаозеро. - Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, 1972, вып. 16, с. 68-72.
- Д е м и д о в Н.Ф., Б е л о у с о в Е.Ф., К р о х и н А.И., М е л ь я н ц е в Н.В. Стратиграфия и тектоника докембрия района озер Челмозеро-Нюкозеро в Западной Карелии. - Тезисы докладов межобластной конференции по проблеме „Геология и полезные ископаемые Карелии“. Петрозаводск, 1971, с. 30-31.
- Д е м и д о в Н.Ф., К р а т ц К.О. Стратиграфия и тектоника Кукаозерско-Тикшозерской зоны карелид Северной Карелии. - Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, 1974, вып. 20, с. 95-116.
- Д е м и д о в Н.Ф., С о к о л о в В.А. К вопросу о соотношении „ятулийских“ и „ладожских“ образований в районе северного берега оз. Малое Янисъярви. - Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1958, № 3, с. 23-27.
- Д о р т м а н Н.Б. Петрофизическая характеристика платформ и складчатых областей. - В кн.: Геологическое строение СССР, т. II. М., 1968, с. 38-49.



- Дортман Н.Б., Магид М.Ш. Методика петрофизических работ при геологических исследованиях (на примере Балтийского щита). - В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, 1970, с. 408-420.
- Жариков В.А., Иванов И.П., Фонарев В.И. Новые данные по экспериментальному изучению системы  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  при высоких давлениях и их петрологическое приложение. - Зап. ВМО, 1972, ч. 101, вып. 3, с. 313-325.
- Зайдель А.Р. Построение карт изотерм на основе решения уравнений теплопроводности. - Тр. НИЛНефтегаз, 1963, вып. 10, с. 276-294.
- Казаринов В.П., Бгатов В.И., Гурова Т.И., Казанский Ю.П., Будников В.И. и др. Выветривание и литогенез. М., 1969, 456 с.
- Каляев Г.И. Положение Украинского щита в докембрийской структуре Русской платформы. - В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев, 1971, с. 43-59.
- Кицул В.И., Шкодзинский В.С. Соотношение состава минералов в субстрате и жильном материале в мигматитах Алданского щита и его петрологическое значение. - Тезисы к симпозиуму „Специфика докембрийского магматизма“. Л., 1972, с. 52-53.
- Корсакова М.А. Комплекс гранулитов и чарнокитов Восточно-Финляндской антиклинорной зоны. - Тезисы докладов на межобластной конференции молодых ученых по теме „Геология и полезные ископаемые докембрия Карельской АССР“. Петрозаводск, 1969, с. 47-48.
- Корсакова М.А. Геология и магматизм центральной части Западной Карелии. - Автореф. дисс. Л., 1973, 24 с.
- Кратц К.О. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии. - Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1958, № 2, с. 9-15.
- Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.-Л., 1963, 210 с.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б. Главные черты геологической эволюции территории Балтийского щита в докембрии. - В кн.: Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., 1972, с. 168-172.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П. Гранитообразование в раннем докембрии Балтийского щита (геохимический аспект). - Изв. АН СССР, 1970, № 5.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Яскевич Н.И. Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии. Л., 1969, 223 с.

- Кратц К.О., Шуркин К.А., Лобач-Жученко С.Б., Масленников В.А. Региональная схема стратиграфии докембрийских образований. - В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1971, с. 120-129.
- Крылова М.Д. Мигматизация в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. - В кн.: Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири). Л., 1972, с. 90-104.
- Крылова М.Д., Седова И.С., Крылов И.Н., Глебовский С.С., Галибин В.А. Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири). Л., 1972, 180 с.
- Куширо И. Частичное плавление перидотита в присутствии воды и в сухих условиях при высоких давлениях и генезис магм. - Докл. I Междунар. геохим. конгресса, т. 1, Магматические процессы. М., 1972, с. 37-47.
- Лазарев Ю.И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения Карельской АССР. - Автореф. канд. дисс. Петрозаводск, 1966, 31 с.
- Лазарев Ю.И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. - Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, 1971, вып. 11, 190 с.
- Лазарев Ю.И. Тектоническое развитие ранних карелид Карелии. - Геотектоника, № 5, 1973а, с. 50-64.
- Лазарев Ю.И. О положении и месте структур сумийско-сариолийского комплекса. - В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973б, с. 120-122.
- Лазарев Ю.И. Унаследованные прогибы и зоны движений в доселецком фундаменте. - В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973в, с. 117-120.
- Лазарев Ю.И., Свириденко Л.П., Семенов А.С. Тектонические структуры района озер Б. Ровкульское-Лексозеро-Тулос. - В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973, с. 108-110.
- Лазько Е.М. Об особенностях развития земной коры в догеосинклинальный этап. Метаморфизм и магматизм. - Геол. журнал, 1970, вып. 2, с. 54-65.
- Лобач-Жученко С.Б., Герлинг Э.К., Горохов И.М., Кольцова Т.В. Изотопный возраст пород докембрия Балтийского щита. - В кн.: Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., 1972, с. 78-101.

- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., 1974, 205 с.
- Мазарович О.А. Геотектонические условия формирования моласс. - Геотектоника, 1972, № 1, с. 29-44.
- Маракушев А.А. Кислотно-щелочные свойства минералов и петрохимические расчеты. - Вестник МГУ, 1973, № 5, с. 3-25.
- Марков М.С., Соловьева И.А. Глубинное строение земной коры островных дуг и альпийской складчатой области. - Геотектоника, 1972, № 1, с. 64-78.
- Московченко Н.И. Северо-Карельская зона (восточная часть). - Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1973, вып. 16, с. 96-103.
- Московченко Н.И., Турченко С.И. Стратиграфия суперкрустальных толщ Северной Карелии и роль блоковых движений в их формировании. - В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1971, с. 46-51.
- Мошкин В.Н., Путинцев В.К., Дагелайская И.Н. Основные черты докембрийского магматизма Восточной Азии. - В кн.: Геология докембрия, МГК, XXIII сессия, докл. сов. геологов, проблема 4. Л., 1968, с. 163-170.
- Нагайцев Ю.В. К характеристике метаморфической зональности ладожской формации. - Вестник ЛГУ, сер. геол. и географ., 1965, вып. 3, № 18, с. 25-33.
- Негруца В.З., Богданов Ю.Б. Восточная часть Балтийского щита. Карелия (протерозой). - В кн.: Геологическое строение СССР, т. 1, М., 1968, с. 115-126.
- Орса В. Гранитоиды центральной части среднего Приднестровья. - В кн.: Стратиграфия УРСР. Т. 1. Докембрий. Киев, 1972, с. 52-59.
- Перевозчикова В.А. Геология протерозоя Карелии. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада СССР, Л., 1957, вып. 1, с. 35-51.
- Петрова З.И., Пожарицкая Л.К., Андронов В.В., Роненсон Б.М., Утенков В.А. Ультраметаморфизм и образование гранитов в основных кристаллических сланцах Алдана. - В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 148-158.
- Пинаева Н.И. Новые данные о геолого-литологическом строении высокометаморфизованного осадочно-вулканогенного комплекса пород района Парандово (Централь-



- ная Карелия). - В кн.: Проблемы осадочной геологии Карелии, вып. 1. М., 1966, с. 161-175.
- П л а т е н ф о н Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов. - В кн.: Природа метаморфизма. М., 1967, с. 211-226.
- П о л к а н о в А.А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. - Тр. ХУП сессии МГК, 1939, т. 2, с. 27-58.
- П о п о в М.Г. Магматические формации района Хюрсюля-Кивач. - Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, 1967, вып. 1, с. 60-73.
- П о р о т о в а Г.А., С и п а к о в а М.С. О геологической интерпретации глубинных магнитных аномалий Кольского полуострова. - Зап. ЛГИ, 1963, т. XIY, вып. 2, с. 80-86.
- П р е д о в с к и й А.А., П е т р о в В.П. О соотношении питкьярантской и ладожской толщ протерозоя в Северном Приладожье. - В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, вып. II. Л., 1964.
- П р е д о в с к и й А.А. К вопросу о взаимоотношениях ладожской формации и глыб древнейших гнейсо-гранитов в Северном Приладожье. - В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 231-235.
- П р е д о в с к и й А.А., П е т р о в В.П., Б е л я е в О.Н. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия. Л., 1967, 139 с.
- П р о б л е м ы г е о л о г и и среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1972, 187 с.
- Р а в и ч И.Г. Региональный метаморфизм и ультраметаморфизм кристаллических фундаментов Антарктической и других Гондванских платформ. - В кн.: Геология докембрия. МГК, XXIII сессия, докл. сов. геологов, проблема 4, Л., 1968, с. 183-194.
- Р о б о н е н В.И. К стратиграфии протерозоя района Хаутаваара-Чалка (Южная Карелия). - Тр. Карельск. фил. АН СССР, 1960, вып. 26, с. 93-105.
- Р о б о н е н В.И. О вулканизме и сульфидном рудообразовании в нижнем протерозое Карелии. - В кн.: Региональная петрография и магматизм Балтийского щита. Апатиты, 1968, с. 92-93.
- Р о б о н е н В.И. О вулканизме и сульфидном рудообразовании в нижнем протерозое Карелии. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 278-279.

- Робонен В.И. Об объеме и строении нижнего протерозоя Карелии. - Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, 1974, вып. 20, с. 145-156.
- Робонен В.И., Коросов В.И. К геологии Костомукшского железорудного месторождения. - В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 156-167.
- Робонен В.И., Коросов В.И., Елисеев М.А. Стратиграфия и тектоника вулканогенных комплексов Пебозерского района (Восточная Карелия). - В кн.: Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1974, с. 59-77.
- Робонен В.И., Коросов В.И., Рыбаков С.И., Елисеев М.А., Светова А.И. Методы исследования метаморфизованных вулканитов нижнего протерозоя Карелии. - Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, 1974, вып. 20, с. 6-14.
- Робонен В.И., Рыбаков С.И., Светова А.И. Фациальный состав и петрохимия спилито-диабазовой базальтовой формации района Хаутаваары (Южная Карелия). - Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, 1974а, вып. 20, с. 42-58.
- Робонен В.И., Рыбаков С.И., Светова А.И. Вулканогенные формации нижнего протерозоя Хаутаваарской зоны (Южная Карелия). - Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, 1974б, вып. 20, с. 21-41.
- Романова М.А. Сортировка обломочного материала эоловых отложений Центральных Каракумов. - В кн.: Вопросы математической геологии. Л., 1968, с. 207-224.
- Романов Е.М., Арканов Г.Н. Методы анализа случайных полей. - В кн.: Природные ресурсы Карелии и пути их рационального использования. Петрозаводск, 1973, с. 30.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. К геохимической истории внешних оболочек Земли. - В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., 1972, с. 88-98.
- Руденко В.Е. Некоторые вопросы геологии и условия образования нижнепротерозойских толщ бергаульской серии (Южная Карелия). - Вестник ЛГУ, сер. геол. и географ., 1968, № 2.
- Русин А.И. Гранитоиды докембрия Восточно-Мугоджарского антиклинория. - Тезисы к симпозиуму "Специфика докембрийского магматизма", Л., 1972, с. 58-60.

- Ручкин Г.В., Конкин В.Д., Сергеева Н.Е. Порфиروبластические амфиболовые породы и их взаимоотношение с серноколчеданными рудами Парандовского месторождения (Восточная Карелия). - Тр. Инст. геологии Карельского фил. АН СССР, 1974, вып. 20, с. 89-94.
- Рыбаков С.И. Генетические особенности сульфидного оруднения нижнепротерозойских толщ Южной Карелии. - Автореф. дисс. М., 1969, 28 с.
- Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., 1973, 309 с.
- Саранчина Г.М. Сопоставление двух формационных типов раннепротерозойских гранитоидов Приладожья. - В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, 1970, с. 110-124.
- Саранчина Г.М. Палингенные образования докембрия. - Тезисы к симпозиуму „Специфика докембрийского магматизма“. Л., 1972, с. 50-52.
- Свириденко Л.П. Гранитообразование в фундаменте карелид и его связь с тектоникой и метаморфизмом. - Тезисы докладов петрографического совещания по магматизму Балтийского щита. Апатиты, 1968а, с. 121-122.
- Свириденко Л.П. Петрология гранитов рапакиви Салминского массива (в Карелии). - Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 3, 1968б, 116 с.
- Свириденко Л.П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л., 1974, 155 с.
- Свириденко Л.П., Романов Е.М., Никольская Л.Д. Связь химизма со структурной локализацией гранитоидов Карелии. - Тезисы докладов геологической межобластной конференции по проблеме „Геология и полезные ископаемые Карелии“. Петрозаводск, 1971, с. 59-60.
- Синицын А.В. Сариолийские конгломераты озера Волома и проблема сариолия в докембрии Карелии. ДАН СССР, 1969, т. 189, № 2, с. 381-384.
- Синицын А.В., Корсакова М.А. О докембрии и метаморфических фациях Ребольско-Муезерского района Центральной Карелии (в связи с проблемой гранулитов в беломорском комплексе). - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 52-61.
- Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В., Сацук Ю.И., Светов А.П., Хейсканен К.И. Геология, литология и палеогеография ятулийских отложений Центральной Карелии. Петрозаводск, 1970, 366 с.



- Соколов В.А., Галдобина Л.П., Хейсканен К.И., Светов А.П., Голубев А.И. Сумийско-сарниольский вулканогенно-осадочный (осадочно-вулканогенный) комплекс Центральной Карелии. - Тезисы докладов по проблеме „Геология и полезные ископаемые Карелии“. Петрозаводск, 1971, с. 20-21.
- Соколов В.А. Общие выводы по проблеме геологии протерозоя и задачи дальнейших исследований. - В кн.: Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1972, с. 179-181.
- Соколов В.А. Кондопожский период деформаций. - В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973, с. 122-149.
- Соколов В.А., Галдобина Л.П., Хейсканен К.И. Типы и особенности эволюции литогенеза в докембрии. - В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 12-14.
- Стенарь М.М. Геология карельских образований зоны Хедозеро-Большозеро-Кимасозеро (Западная Карелия). - Автореф. дисс. Петрозаводск, 1964.
- Стенарь М.М. Гранитоиды района Хедозеро-Большозеро-Кимасозеро. - В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 253-266.
- Стенарь М.М. О нижнепротерозойском вулканизме в Западной Карелии. - В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968, с. 88-98.
- Стенарь М.М. Беломорская серия архея Кемско-Беломорского района (Западное Беломорье). - Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, 1969, вып. 4, с. 38-48.
- Стенарь М.М. Архей. - В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973, с. 5-49.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., 1963, 535 с.
- Судовиков Н.Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1954, вып. 4, 199 с.
- Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., 1964.
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., 1970, 128 с.

- Фиженко В.В., Шуркин К.А., Сидоренко В.В., Пушкарёв Ю.Д., Шемякин В.М. Основные черты развития интрузивного магматизма зоны сочленения беломорид и карелид (Северная Карелия). - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 64-69.
- Фотиади Э.Э., Туезов Н.К. Глубинное строение северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического кольца (по геолого-географическим данным). - Геология и геофизика, 1972, № 12, с. 6-22.
- Хазов Р.А. К вопросу о генезисе оловянно-полиметаллического оруденения Северного Приладожья. - В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 329-338.
- Хайн В.Е. Основные этапы и общий характер эволюции литосферы. - В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., 1972, с. 99-112.
- Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада, М., вып. 8, 1966, 359 с.
- Харитонов Л.Я., Богданов Ю.Б., Воинов А.С., Суханов В.Л. К стратиграфии железорудных толщ Западной Карелии. - Вестник ЛГУ, сер. геол. и геогр., 1964, № 24, вып. 4.
- Хейсканен К.И. Тектонические структуры сумийско-сарийского вулканогенно-осадочного комплекса. - В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973а, с. 70-85.
- Хейсканен К.И. Фациально-тектоническая реконструкция периода формирования сумийско-сарийского вулканогенно-осадочного комплекса. - В кн.: Этапы тектонического развития докембрия. Л., 1973б, с. 85-91.
- Хлестов В.В. Об особенностях метаморфических процессов в раннем докембрии. - Геология и геофизика, 1970, № 8, с. 81-86.
- Ирulichникова М.Я., Сокол Р.С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., с. 78-89, 1968.
- Ернов В.М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.-Л., 1964, 104 с.
- Ернов В.М., Горьковец В.Я., Иннина К.А., Раевская М.Б. К вопросу о стратиграфическом

положении конгломератов Гимольского района Западной Карелии. - В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 187-201.

Чернов В.М., Инина К.А. Лептиты и лептитоподобные породы Западной Карелии. - Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, 1967, вып. 1, с. 99-136.

Чернов В.М., Инина К.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Железисто-кремнистые формации Карелии. - Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, 1970, вып. 5, 285 с.

Чернов В.М., Инина К.А., Раевская М.Б., Горьковец В.Я. Первая находка железистых кварцитов в докембрии Приладожья Карелии. - ДАН СССР, 1970, т. 190, № 2, с. 427-430.

Чернов В.М., Стенарь М.М. Стратиграфия карельских образований Западной Карелии. - Тр. Карельск. фил. АН СССР, 1960, вып. 28, с. 29-45.

Чернов В.М., Стенарь М.М. Железорудная формация Карелии и ее сопоставление с аналогичными формациями Балтийского и Украинского кристаллических щитов. - В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961, с. 100-107.

Шемякин В.М. Петрология гиперстеновых гранитоидов (интрузивных чарнокитов) Северной Карелии. - Автореф. дисс. Л., 1969.

Шуркин К.А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 53-59.

Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е., Дук В.Л., Никитин Ю.В. Беломорский комплекс Северной Карелии и Юго-Запада Кольского полуострова. Геология и пегматитоносность. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1962, 304 с.

Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Магматогенные и ультраметагенные формации восточной части Балтийского щита. - Тезисы к региональному петрографическому совещанию по магматизму Балтийского щита. Апатиты, 1968, с. 6-10.

Шустова Л.Е., Дедеев В.А., Кратц К.О. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., 1973, 67 с.

Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Малахова Л.В., Бушляков И.Н. Краснобаев А.А., Чашухина В.А. Ос-



новные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. - В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 3-33.

Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973, 173 с.

Agterberg F.P. Methods of trend surface analysis. - Quarterly Colorado school mines, Golden, 1964, v. 59, No 4, Pt. A, p. 111-120.

Grant F. A problem in the analysis of geophysical data. - Geophysics, 1957, v. 22, No 2, p. 309-344.

Häkli T.A., Kerola P. A computer program for boulder train analysis. - Bull. Comm. Geol. Finlande, 1966, No 222, p. 219-235.

Krumbein W.C. Regional and local components in facies maps. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1956, v. 40, No 8, p. 2163-2194.

Krumbein W.C. Trend surface analysis of contourtype maps with irregular control-point spacing. - J. Geophys. Res., 1959a, v. 64, No 7, p. 823-834.

Krumbein W.C. Confidence intervals in low-order polynomial trend surface. - J. Geophys. Res., 1959b, v. 68, No 20, p. 5869-5878.

Lambert J.B., Robertson J.K. and Wyllie P.J. Melting reactions in the system  $KAlSi_3O_8-H_2O$  to 18.5 kilobars. - Amer. J. Sci., 1969, v. 267, No 5.

Luth W.C., Jahns R.H. and Tuttle O.F. The granite system at pressures of 4 to 10 kbars. - J. Geophys. Research, 1964. 69, p. 759-773.

Miller R.L. Trend surfaces: their application to analysis and description of environments of sedimentation. 1. The relation of sediment size parameters to current-wave systems and physiography. - J. Geology, Chicago, 1956, v. 64, No 5, p. 425-447.

Oldham C.H., Sutherland D.B. Orthogonal polynomials: their use in estimating the regional effect. - Geophysics, 1955, v. 20, No 2, p. 295-306.

Piwiniskii A.J. and Wyllie P.J. Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the wallowa batholith, Oregon. - J. Geol., 1968, v. 76, No 2, p. 205-234.

- Piwinskii A.J. and Wyllie P.J. Experimental studies of the igneous rock series: felsic body suite from the Needle point pluton Wallowa batholith, Oregon. - J. Geol., 1970, v. 78, No 1, p. 52-76.
- Ringwood A.E., Green D.H. An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. - In: Petrology of the Upper Mantle. Dept. Geophysics and Geochemistry, Australian Nat. Univ. Publ., 444, 1966.
- Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . - Geol. Soc. Amer. Mem., 74, 1958, p. 1-153.
- Vistelius A.B. Sedimentation time trend functions and their application for correlation of Sedimentary deposits. - J. Geol., 1961, v. 69, No 6, p. 703-728.
- Vistelius A.B. Trend surfaces. - In: Symposium on mathematical statistic and computer applications in ore valuation, Johannesburg, 1966, p. 66-72.
- Whitten E.H.T. Quantitative evidence of palimpsestic ghost-stratigraphy from modal analysis of a granitic complex. - In: Report 21-st Intern. Geol. Congr. Copenhagen, Pt. 14, 1960.
- Whitten E.H.T. Quantitative areal modal analysis of granite complexes. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, v. 72, No 9, p. 1358-1359.
- Whitten E.H.T. Areal variability of alkalis in the Malmsburg Granite, Germany. - Neyes Jahrb. Mineral., No 9, 1962.
- Whitten E.H.T. Application of quantitative methods in the geochemical study of granitic massifs. - Roy. Soc. Can. Spec. Publ., 1963, 6, p. 116-123.
- Whitten E.H.T. Process-response model in geology. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1964, v. 75, No 5, p. 462-463.

# О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
В в е д е н и е . . . . .	3
Г л а в а 1. Этапы развития докембрия . . . . .	8
Догеосинклинальный этап . . . . .	10
Протогеосинклинальный этап . . . . .	14
Орогенный этап . . . . .	17
Платформенный этап . . . . .	22
Г л а в а 2. Закономерности геосинклинального вулканизма и осадконакопления . . . . .	24
Корреляция разрезов, литология . . . . .	24
Условия формирования осадочно-вулканогенных толщ лопия . . . . .	37
Г л а в а 3. Главные типы гранитоидов Карелии . . . . .	41
Плагиигранитоиды . . . . .	41
Плагиигранитоиды догеосинклинального этапа . . . . .	41
Плагиигранитоиды протогеосинклинального этапа . . . . .	49
Граниты нормального ряда . . . . .	54
Г л а в а 4. Пространственное и временное распределение состава и свойств гранитоидов . . . . .	64
Методы выявления пространственных закономерностей . . . . .	64
Тренды архейских гранитоидов . . . . .	67
Тренды нижнепротерозойских гранитоидов . . . . .	75
Ребольские гранитоиды . . . . .	75
Селецкие гранитоиды . . . . .	83
Тренды среднепротерозойских гранитов рапакиви . . . . .	88



Эволюция химического состава гранитоидов и их кисотно-щелочные свойства . . . . .	90
Тренды плотности гранитоидов . . . . .	102

Г л а в а 5. Некоторые закономерности формирования земной коры . . . . .	107
Догеосинклинальный этап . . . . .	108
Протогеосинклинальный этап . . . . .	116
Орогенный этап . . . . .	118

З а к л ю ч е н и е . . . . .	120
-------------------------------	-----

Л и т е р а т у р а . . . . .	123
-------------------------------	-----

Лината Петровна С в и р и д е н к о,  
Ким Иванович Х е й с к а н е н

## ТРЕНДЫ ГРАНИТОИДОВ КАРЕЛИИ

Утверждено к печати  
Институтом геологии Карельского филиала АН СССР

Редактор издательства Т.Н. Токарева  
Художник Я.В. Таубвурцель  
Технический редактор Л.М. Семенова  
Корректор Л.М. Агаджанова

Подписано к печати 5/УИ 1976 г. Формат 60 x 90 1/16.  
Бумага № 1. Печ. л.  $8\frac{3}{4}$  + 1 вкл. ( $\frac{3}{8}$  печ. л.) =  
= 9.12 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 8.98. Изд. № 6307. Тип.  
зак. № 1242 М-30405 Тираж 550. Цена 90 коп.

Ленинградское отделение издательства „Наука“  
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1

---

1-я тип. издательства „Наука“  
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12